

ТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ

К.ОЛЛИЕР

К.ОЛЛИЕР ● ТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ



London and New York

Tectonics and landforms

Cliff Ollier

Professor of Physical Geography
University of New England
Armidale, Australia

Edited by

K. M. Clayton



Longman
London and New York

К. ОЛЛИЕР
ТЕКТОНИКА
И РЕЛЬЕФ

Перевод с английского
В.В. СЕРЕДИНА

Под редакцией канд. геогр. наук
А.А. ЛУКАШОВА



Москва, „Недра“ 1984



4470

Оллиер К. Тектоника и рельеф: Пер. с англ. В. В. Середина.— М.: Недра, 1984, 460 с.— Пер. изд.: Великобритания, 1981.

На основе новейших представлений о характере и причинах тектонических процессов освещаются важнейшие особенности эндогенного геоморфогенеза. Рассмотрены основные черты строения, развития и происхождения тектонических структур различных таксономических рангов (от океанов и континентов до складок и разломов), описаны особенности их морфологического выражения. Использован объемный генетический подход к решению проблемы, при котором формирование рельефа земной поверхности рассматривается в качестве одного из многочисленных следствий сложных процессов, протекающих в глубинах Земли.

Для геологов, геоморфологов и географов; может быть полезна студентам вузов.

Табл. 10, ил. 218, список лит.— 483 назв.

Рекомендовано к переводу *И. Н. Томсоном*, проф., д-ром геол.-мин. наук (ИГЕМ АН СССР).

- © Longman Group Limited 1981
(Лонгмэн групп лимитэд, 1981)
“This edition of *Tectonics and Landforms* by
C. D. Ollier is published by arrangement
with Longman Group Limited”
© Перевод на русский язык, «Недра», 1984

ВВЕДЕНИЕ

Мир, в котором мы живем, постоянно изменяется. Поверхность планеты разрушается под действием эрозионных процессов, а образующийся обломочный материал отлагается в морских бассейнах. В этой связи правомерен вопрос: произойдет ли полное разрушение континентов, если этот процесс будет продолжаться достаточно долго? Исходя из современных представлений об интенсивности эрозии и возрасте Земли следует сделать вывод о том, что геологического времени было вполне достаточно для многократного размыва континентов. Но тем не менее они все еще существуют. Это позволяет предположить наличие «закона сохранения континентов», а следовательно, и некоего механизма, обуславливающего сохранность континентов вопреки их постоянному разрушению.

Кроме того, поверхность суши не является идеально плоской, а осложнена плато и горами, часто вытянутыми в четкие цепи. Поэтому другим важнейшим вопросом может считаться вопрос о причинах формирования горных цепей и закономерностях их размещения.

В большинстве районов земной поверхности ясно видно, что слагающие их породы первоначально залегали горизонтально, а затем были смяты в складки. На первый взгляд сжатие, вызвавшее складчатые деформации, могло также привести к поднятию складчатых поясов и образованию горных цепей, подобно тому как появляются морщины на коже высушающего яблока. Однако, как мы увидим ниже, такая аналогия неправомерна: отсутствие на земле гор, непосредственно созданных складчатостью, и процесса глобального сжатия заставляет с других позиций подойти к объяснению механизма горообразования.

В настоящее время имеются неоспоримые доказательства перемещения континентов по земной поверхности и постепенного расширения некоторых океанических бассейнов в зонах срединно-океанических хребтов. Скорость дрейфа материков равняется нескольким сантиметрам в год. За сотни миллионов лет, при условии, что эта скорость оставалась постоянной, лик Земли должен был существенно видоизмениться. Кроме того, дрейф континентов за последние 400 млн. лет оказал значительное влияние на характер эволюции жизни на нашей планете. Период наиболее интенсивного перемещения материков и активного формирования горных цепей был несколько короче и охватывал последние 100—200 млн. лет.

Исторически обстоятельства случайно сложились так, что большинство ранних геоморфологических исследований проводилось в Европе и Северной Америке, где научные концепции

формировались под влиянием представлений о весьма существенном вкладе в геоморфогенез ледниковых периодов. В связи с этим возраст рельефа соотносился с временем последнего ледникового периода, и длительность геоморфологической истории оценивалась менее чем в один миллион, часто в несколько тысяч лет. Однако в настоящее время установлено, что формирование рельефа некоторых регионов длится более 100 млн. лет. К ним относятся территории с длительным, начиная с мезозоя и ранее, непрерывным континентальным типом развития. Это означает, что временная шкала, используемая для оценки возраста рельефа, может быть сопоставлена с геологической временной шкалой, которой оперируют при рассмотрении процессов горообразования, континентального дрейфа и развития жизни.

Таким образом, в наши дни геоморфология оказалась в новых условиях. В данной работе рельеф Земли рассматривается не со статичных позиций античных ученых или с позиций У. Дэвиса, отводившего главную роль периодически происходящим поднятиям. Здесь мы имеем дело с рельефом земной поверхности исходя из концепции об ее мобильности, обусловленной разрастанием океанического дна и дрейфом континентальных плит. В строении последних, наряду с сохранением некоторых, присущих им до начала перемещения морфологических особенностей, отражаются характерные черты дрейфа с сопутствующими ему короблением, дроблением и вулканизмом, чередующимися с периодами преобладающей денудации.

На современном этапе ряд технических достижений помог поднять чисто описательную ранее геоморфологическую науку на новую высоту. В частности, изучение эрозионных поверхностей и речных систем, весьма не популярное в 50—70-е годы нашего столетия, сейчас широко используется при расшифровке многих особенностей истории формирования рельефа.

НЕКОТОРЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Геоморфология — наука, занимающаяся описанием строений и изучением генезиса форм рельефа различных таксономических рангов: от континентов и океанов до микроформ.

Тектоника — наука о морфологии, моделировании и эволюции основных структурных элементов Земли — горных хребтов, плато, складчатых поясов и островных дуг.

Структурная геология — наука о структурах низшего порядка, таких, как антиклинали, разломы и трещины.

Орогенез — первоначально горообразование. В дальнейшем, полагая, что этот процесс обусловлен складчатыми деформациями, происходящими в результате сжатия, термин стали использовать в более широком смысле для обозначения явлений складчатости первого порядка. В настоящее время термин

«орогения» применяется для периодов складкообразования, а «орогенический пояс» — для обозначения поясов развития складчатых толщ. Исходя из этого для обозначения процессов формирования гор в дальнейшем будет использоваться термин «горообразование», поскольку понятие «орогенез» в этом значении сейчас не используется.

Тектогенез — наука о деформациях.

ИСТОРИЯ РЕЛЬЕФА И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

Как уже отмечалось, геоморфология изучает облик, строение, развитие и происхождение форм рельефа. Многие из них образованы эрозионными процессами. В свою очередь, большинство эрозионных форм рельефа обязано своим происхождением флювиальным процессам, т. е. эрозионной деятельности рек.

Продукты эрозионной деятельности выносятся реками в море, где они отлагаются в виде осадков, имеющих обычно слоистое строение. Изучение состава осадочных толщ — предмет науки седиментологии. В отличие от нее стратиграфия занимается анализом отдельных пластов и слоев, исследуя их пространственно-временные взаимоотношения.

Основным принципом стратиграфии является закон упорядоченности напластования, согласно которому каждый вышележащий слой осадочных пород в большинстве случаев моложе нижележащего. Этот принцип иллюстрируется простой схемой (рис. 1). Используя его, мы можем определить относительный возраст осадочных пород в стратиграфической последовательности конкретного района. Так, например, на рис. 1, *в* осадки первоначально были представлены галечниками, песками и ракушечником, позже превратившимися в конгломераты, песчаники и известняки. Используя закономерность последовательности напластования (суперпозиции), мы устанавливаем, что наиболее древними породами, изображенными на рисунке, являются конгломераты, а самыми молодыми — известняки. Территория, где расположен данный разрез, после образования слоев была приподнята над уровнем моря. Однако, исходя из рисунка, нельзя выявить каких-либо следов естественного размыва.

Не очень сложная в геологическом отношении блок-диаграмма (рис. 1, *г*) отражает следующий минимум событий истории района: отложение галечников, песков и глин, превращенных в процессе литификации в конгломераты, песчаники и аргиллиты; смятие слоев в складки, их поднятие и эрозия до равнинного состояния; последующее возобновление погружений и отложение известняков выше поверхности размыва (несогласия), которая отделяет их от нижележащих смятых в складки слоев.

Крупнейшим геологическим достижением является предложенный Вильямом Смитом метод сопоставления пластов осадков по ассоциациям содержащихся в них остатков ископаемых организмов. Так, например, известняки какого-либо одного региона идентичны по возрасту известнякам, расположенным от них на значительном удалении, если для тех и других характе-

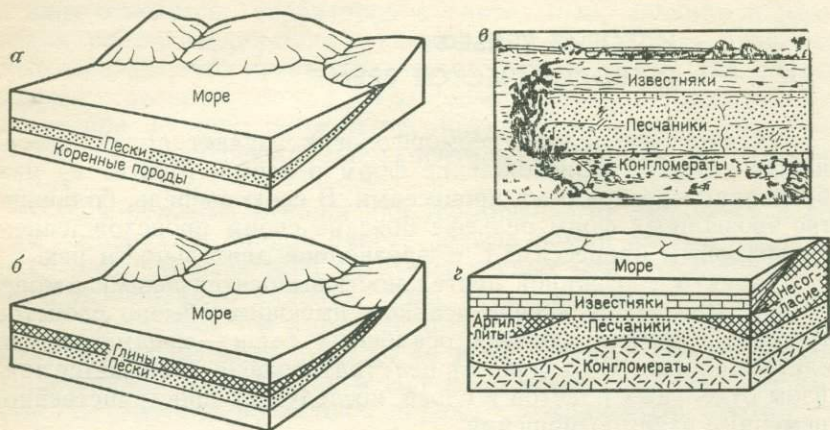


Рис. 1. Стратиграфические принципы. По К. Оллиеру [316]:

a — отложение песка на дне моря; *б* — более поздняя стадия, песчаные осадки перекрываются глинистыми отложениями; *в* — изображение слоев, вскрытых карьером; *г* — блок-диаграмма

рен один и тот же ископаемый фаунистический комплекс. Подобный сравнительный анализ называется корреляцией. Успешное применение этого метода позволило построить стратиграфическую шкалу (рис. 2), которая может использоваться для глобальной корреляции всех пород, содержащих остатки ископаемых организмов.

Стратиграфическая колонка делится на ряд стратиграфических единиц различной длительности. Выделяются три главных подразделения: палеозой (эра древней жизни), мезозой (эра средней жизни) и кайнозой. Главные подразделения (группы) расчленяются на более мелкие стратиграфические единицы, именуемые системами. Так, кайнозой часто делится на четвертичную и третичную системы. Иногда есть основания для более дробного подразделения кайнозойской группы с выделением палеогена, включающего палеоцен, эоцен и олигоцен, и неогена, состоящего из миоцена, плиоцена и плейстоцена*. Четвертичная система подразделяется на плейстоценовый и современный от-

* В советской геологической школе не принято включать плейстоцен в состав неогена.— *Прим. ред.*

делы. Породы палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста в совокупности именуется фанерозойскими. Именно к ним применим метод стратиграфической корреляции по ископаемым организмам.

Более древние горные породы, известные как докембрийские, обычно не содержат органических остатков. Вследствие этого для их корреляции применяются принципиально иные методы.

Докембрий подразделяется на множество стратиграфических единиц. Главнейшими из них являются: архейская группа, включающая наиболее древние из известных горных пород с возрастом древнее 2500 млн. лет*, и протерозойская, к которой относят более молодые докембрийские толщи.

Продукты вулканической деятельности, не содержащие ископаемых организмов, нередко затрудняют реконструкцию последовательности геологических событий. Однако в процессе полевых исследований опытные геологи могут датировать вулканические породы, соотнося их с ниже- или вышележащими пластами, в которых имеются органические остатки.

Магма, перемещаясь к дневной поверхности, часто выполняет вертикальные или крутопадающие трещины. При застывании расплава в этих условиях образуются пластины магматических пород, именуемые дайками. Очевидно, что дайки моложе тех осадочных толщ, которые они пересекают. Если одна дайка сечет другие, то первая из них имеет более молодой возраст. Магматические расплавы могут внедряться также между отдельными слоями осадочных пород, образуя при застывании межпластовые интрузии (силлы). В этом случае магматические породы являются более молодыми, чем вышележащие осадочные толщи, т. е. основной закон стратиграфии здесь неприменим. Существует целый ряд признаков, позволяющих в полевых условиях отличать силлы от лавовых потоков [62].

Еще с большими трудностями приходится сталкиваться при определении возраста гранитов, формирующихся глубоко в толще земной коры. Однако, очевидно, что граниты будут моложе тех

Группа	Система	Отдел	Млн. лет
Кайнозойская	Четвертичная	Современный (~10000 лет)	1,8
		Плейстоцен	5,5
	Третичная	Миоцен	22,5
		Олигоцен	38
		Эоцен	54
		Палеоцен	65
Мезозойская	Меловая	135	
	Юрская	190	
	Триасовая	225	
Палеозойская	Пермская	280	
	Каменноугольная	345	
	Девонская	395	
	Силурийская	440	
	Ордовикская	500	
	Кембрийская	570	
Докембрийская			

Рис. 2. Стратиграфическая шкала

* Принятая в СССР возрастная граница архея и протерозоя — 2600 млн. лет.— *Прим. ред.*

пород, которые перемещены или метаморфизованы под действием гранитной магмы.

Осадочные породы часто бывают смяты в складки. Поскольку, как правило, они первоначально залегают субгоризонтально, складчатые деформации имеют более поздний возраст по сравнению с осадочной толщей.

Эрозионные процессы обычно наиболее интенсивно протекают в субэаральных условиях. Поэтому если смятые в складки пласты срезаны поверхностью размыва, то в разрезе зафиксирован этап поднятия над уровнем моря. Часто заслуживает внимания сам результат размыва, а именно, возникла ли под воздействием эрозии неровная поверхность, осложненная холмами и долинами, заливами и полуостровами, или эрозионная деятельность привела к полному выравниванию территории. В том случае, когда период размыва сменяется периодом опускания и море наступает на сушу (этот процесс называется трансгрессией), на эродированную поверхность могут быть отложены новые толщи осадков. Эрозионная поверхность, разделяющая две пачки осадков, выступает в роли несогласия.

Опираясь на анализ геологических карт и разрезов, К. Оллиер [316] охарактеризовал основные этапы геолого-геоморфологической эволюции Земли.

История осадконакопления запечатлена в толщах пород, отлагавшихся в морях, омывающих границы материков. Синхронная осадконакоплению эволюция континентов может быть реконструирована с помощью изучения истории развития геоморфологических ландшафтов с выделением периодов пенеппенизации, поднятия и возобновления эрозии и др. Подобный анализ лучше всего называть изучением истории развития рельефа. Ранее близкие по характеру исследования именовались анализом истории денудации. Поскольку они не включали анализа коррелятивных отложений (озерных, вулканических, аллювиальных и ледниковых), синхронных изменений климатического и тектонического режимов, а также изменений типа выветривания, термин «изучение истории развития рельефа» представляется предпочтительным. Несомненно, что эволюция континентальных масс должна четко соотноситься с историей осадконакопления в близлежащих бассейнах: периоды быстрого размыва должны отвечать времени интенсивной аккумуляции осадков, а эпохи пенеппенизации суши — соответствовать периодам незначительного осадконакопления либо полного его отсутствия, в течение которых могут формироваться несогласия.

Установление последовательности геологических событий в ранние этапы развития Земли проводится в настоящее время с помощью методов определения абсолютного возраста горных пород. Большинство из них основывается на закономерностях радиоактивного распада изотопов различных элементов. Особенно широко сейчас используются: углеродный метод, позволяющий наиболее эффективно определять возраст пород, сфор-

мировавшихся не более чем 50 000 лет назад; калий-аргоновый метод, пригодный для датировки как самых древних, так и молодых (но не моложе 50 000 лет) пород; серия урановых датировок, применяемых для пород, сформированных в интервале 250 000—50 000 лет назад; ураново-свинцовый метод определения времени образования относительно древних толщ. Обзор литературы, посвященный технической стороне этого вопроса, приводится в работе С. Харпера [177]. Для более точной привязки явлений к временной шкале могут использоваться также другие методы, например палеомагнитный, основанный на изучении магнитных свойств горных пород (см. гл. 1).

Успешное применение комплекса различных методов позволило определить абсолютный возраст основных этапов геологического развития и дополнить глобальную стратиграфическую колонку точными датировками. Стратиграфическая шкала изображена на рис. 2.

Следует отметить, что объем наших знаний о геологических процессах прямо зависит от того, когда они происходили. Наиболее хорошо изучены явления, протекавшие относительно недавно и находящие отражение в современной структуре земной поверхности. Информация о событиях далекого прошлого, в том числе о тектонических движениях, запечатленная не в строении рельефа, а в составе и структуре горных пород, значительно более ограничена. Таким образом, рассматривая историю Земли, мы с большей детальностью видим картину недавнего прошлого, чем те события, которые удалены от нас по временной шкале.

ТАКСОНОМИЯ ФОРМ РЕЛЬЕФА

В ряду разномасштабных форм первую и наиболее высокую степень занимает Земля в целом. Суммируя представления о форме Земли, С. Кэри [50] писал: «Форма Земли сравнивалась с диском (Гомер), шаром (Пифагор), яйцом (Кассини), апельсином (Ньютон), персиком (Кэри), эксцентричной сферой (Лав), пентагональным додекаэдром (Эли де Бомон), грушей (Сэр Джеймс Джинс), тетраэдальным волчком (Дж. Грегори) и картофелиной (Сэр Джордж Дарвин). Сэр Джон Гершел высказал мнение, что наша планета имеет форму Земли, или, как сейчас говорят, форму геоида (Листинг), дав тем самым простой ответ на этот спорный вопрос».

Выяснение особенностей формы Земли является предметом геодезии. Геоморфология же изучает объекты более низкого порядка.

Представление о таксономических рангах ввел в геоморфологию Р. Салисбери [358], который подразделил все формы рельефа на три группы, объединяющие объекты различного масштаба. К первому порядку им были отнесены формы рельефа, определяющие главные черты морфологии земной поверх-

ности, а именно, континенты и океаны. Согласно терминологии новой глобальной тектоники, формами I порядка являются главные литосферные плиты, включающие как материковые, так и океанические области. Формы рельефа, обуславливающие основные особенности строения континентов и океанов (горные хребты, плато, равнины, островные дуги, глубоководные желоба, срединно-океанические хребты), относятся ко II порядку. И, наконец, отдельные горы и долины, уступы, вулканы и другие, близкие по размерам формы выделяются как формы рельефа III порядка.

Эта классификация недостаточно совершенна, что вызывает определенные трудности при ее применении. Тем не менее она в течение длительного времени использовалась геоморфологами.

В тех разделах данной работы, которые посвящены характеристике главных тектонических особенностей строения Земли, рассматриваются формы рельефа I и II порядков, а в разделах, касающихся геоморфологического анализа, основное внимание уделено формам II и III порядков. Необходимо отметить, что разнопорядковые формы рельефа могут иметь одинаковую природу. Например, перехваченная речная долина (III порядок) может быть образована вследствие поднятия краевой зоны рифтовой впадины (II порядок). Формирование последней, в свою очередь, может привести к расколу континента и возникновению двух меньших по размеру материков (I порядок).

Ван Энгелн в 1942 г. сравнивал формы рельефа I порядка с театром, в котором разыгрывается геологический спектакль, т. е. рассматривал их как стабильные образования. Формы II порядка приравнивались к театральным подмосткам, которые могут время от времени обновляться. И, наконец, формы III порядка он сопоставлял с переносными декорациями, подчеркивая этим сравнением их мобильность и изменчивость. Подобные аналогии были не вполне справедливы по отношению к формам I порядка, поскольку фиксистские представления 1942 г. не являются уже неуязвимыми. Континенты и океаны — образования нестабильные: они растут, перемещаются и дробятся на части. При этом особенно сильным изменениям подвергаются их размеры — параметр, который положен в основу таксономии форм рельефа.

Несколько иной подход к ранжированию рельефа излагается в работе С. Кэри [50]. В качестве полигональных образований I порядка им выделяются плиты, разделенные срединно-океаническими хребтами (рис. 3). Те полигональные образования I порядка, которые ограничены зонами субдукции (следует отметить, что С. Кэри не признавал реальность этого процесса), соответствуют литосферным плитам в современной их рисовке (см. гл. 3). К полигональным формам II порядка отнесены платформенные впадины (рис. 4), часто ограниченные краевыми поднятиями и крупными разломами. Средний поперечник

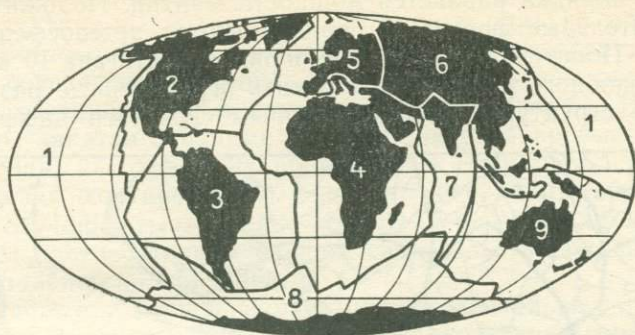


Рис. 3. Геоблоки (литосферные плиты) первого порядка. По С. Кэри [52]:

1 — Тихоокеанский; 2 — Северо-Американский; 3 — Южно-Американский; 4 — Африканский; 5 — Европейский; 6 — Сибирский; 7 — Индийский; 8 — Антарктический; 9 — Австралийский

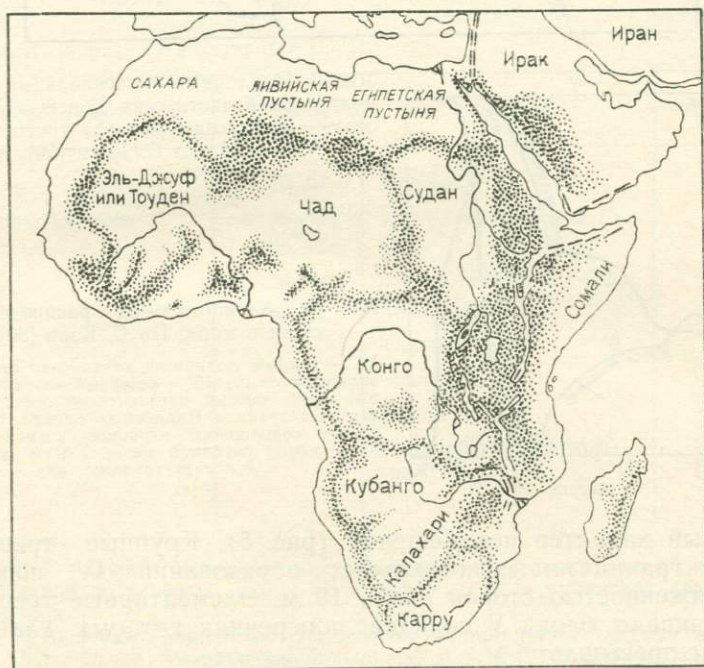


Рис. 4. Впадины и сводовые поднятия Африки — тектогенные формы рельефа второго порядка. По А. Холмсу [196]

подобных форм достигает 1000 км. Мощность континентальных блоков I порядка равняется мощности мантии. Положительные и отрицательные формы II порядка имеют астеносферное заложение. Поперечник блоков III порядка достигает 10 км. Примером подобного рода могут служить ограниченные разломами блоковые структуры Японии, которым свойствен дифференци-

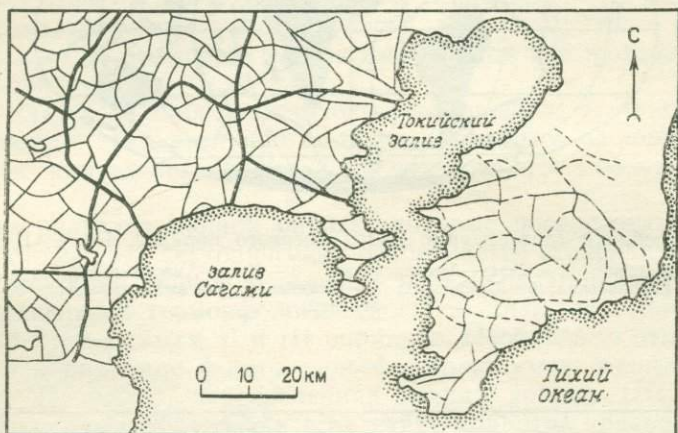


Рис. 5. Наклонные полигональные блоки центральной части о-ва Хонсю, соответствующие формам рельефа третьего порядка. По С. Кэри [50]

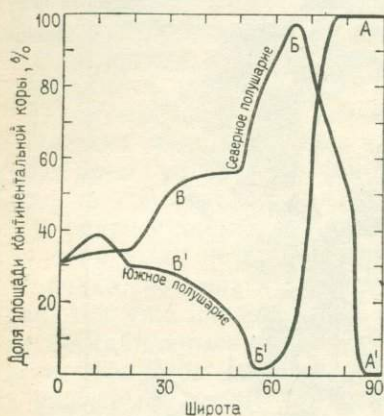


Рис. 6. Антиподальное распределение суши и моря. По С. Кэри [50].

AA' — южный полярный континент, северный полярный океан; BB' — северный континентальный пояс, южный океанический пояс; BB' — северная граница Индийского океана, существенное сокращение площади южной суши. Кора морей глубины менее 2000 м отнесена к континентальному типу

рованный характер перемещений (рис. 5). Крупные трещины служат границами полигональных образований IV порядка с протяженностью сторон около 10 м. Элементарные трещины ограничивают блоки V порядка, поперечник которых, как правило, не превышает 1 м.

Одна из наиболее удивительных особенностей размещения форм рельефа I порядка на земной поверхности — это диаметрально противоположное местоположение континентов и океанов. Антарктиде противостоит Северный Ледовитый океан; Австралии — Северная Атлантика; Северной Америке — Индий-

ский океан; Европе и Африке — Тихий океан, и, наконец, Южная Атлантика располагается почти антиподально по отношению к Восточной Азии. Плоскость экватора разделяет планету на два совершенно отличных полушария, в одном резко преобладают континенты, а в другом — океаны (рис. 6). Поскольку площадь, занятая океанами почти в два раза превышает площадь суши, некоторые из приведенных примеров полярного размещения континентов и океанов могут быть обусловлены чистой случайностью. Однако то, что 95 % площади материков отвечают противостоящие океаны, свидетельствует о закономерности подобной поляризации.

Соотношение между размерами континентальных плит и поверхности Земли в целом служит дополнительным подтверждением существования до начала дрейфа двух суперконтинентов: Лавразии на севере и Гондваны на юге. Р. Диц и В. Спролл [111] сделали интересный вывод о некоторых характерных особенностях эволюции Земли, показав, что площадь этих двух суперконтинентов была примерно одинаковой (табл. 1). Большинство современных континентов приблизительно в юрское

Таблица 1

Площади Лавразии и Гондваны * [111]

Лавразия **	Площадь	Гондвана	Площадь
Евразия	70,49	Африка ***	37,80
Северная Америка	35,39	Австралия и Новая Гвинея	13,31
	<u>105,88</u>	Новая Зеландия	2,59
Индия	-5,19	Антарктика	16,91
	<u>100,69</u>	Южная Америка	<u>22,36</u>
			92,97
		Индия	+5,19
		Гималайское перекрытие ****	<u>+2,44</u>
			100,60

* В площадь материков включены континентальный шельф и материковый склон до изобаты 1820 м. Все цифры даны в миллионах квадратных километров.

** Включая Гренландию. Исключены Филиппинские острова и южная часть Центральной Америки площадью 1,35 млн. км². Возможное наращивание площади континентов за счет постсреднемезозойского орогенеза в расчет не принимается.

*** Включая Аравийский полуостров, о-в Мадагаскар и северную часть Сейшельского плато.

**** Эта часть Индостанского субконтинента, вероятно, подстилает Тибетское плато, которое, исходя из изостатического равновесия, должно характеризоваться двойной мощностью континентальной коры.

время составляли не два, а один суперконтинент — Пангею. Возможно, что Пангея образовалась тогда за счет временного слияния Гондваны и Лавразии, ранее разделенных экваториальной полосой морей. Допустив, что события развивались именно таким образом, мы должны попытаться ответить на вопрос: где и когда формировались эти более ранние континентальные массы? Исходя из концепции расширяющейся Земли (см. гл. 17) можно предположить, что первоначально континентальная кора покрывала всю поверхность Земли. Впоследствии она раскололась на две равные части вдоль экваториальной зоны скальвания, где заложились цепочка морских бассейнов. Образованные при этом Лавразия и Гондвана затем столкнулись, сформировав в юрское время Пангею. Аналогичное размещение континентов, вероятно, имело место в течение палеозоя. Это особенно уверенно устанавливается для материков, оконтуривающих Атлантический океан.

Вернемся еще раз к оценке длительности некоторых геологических процессов и образования форм рельефа. Некоторые формы рельефа возникают практически мгновенно, например сейсмогенные обрывы. Другие, такие как лавовые озера, формируются в течение нескольких дней или недель. Третьи, например речные террасы, создаются за сотни или тысячи лет. И, наконец, для образования многих элементов геоморфологического ландшафта требуются миллионы или сотни миллионов лет.

В строении земной поверхности участвуют многочисленные реликтовые формы рельефа — результаты геоморфологических процессов, протекавших в далеком прошлом. Поэтому, характеризуя возраст рельефа, мы имеем дело не только со временем его формирования, но и с длительностью сохранения возникших форм. Так, в некоторых районах ныне наблюдаемые формы рельефа, например речные системы, существуют в течение сотен миллионов лет.

При геоморфологических исследованиях мы часто имеем дело с оценкой скорости геоморфологических процессов. Эта скорость варьирует в широких пределах — от очень высокой до крайне низкой. Так, например, скорость движения снежных лавин достигает 50 м/с, палящих вулканических туч — более 200 км/ч, а внедрение кимберлитовой магмы происходит со скоростью звука. Примерами процессов, протекающих с очень низкими скоростями, могут служить движение материков, эрозионное расчленение равнин и осадконакопление в глубоководных впадинах, протекающее со скоростью менее чем 1 мм/тыс. лет. Проблема скорости геоморфологических процессов имеет важное значение, поэтому ей посвящена специальная глава (см. гл. 16). Для удобства сопоставления скоростей различных процессов в дальнейшем мы используем единицу, предложенную С. Н. Бубновым, обозначаемую буквой «Б» (1Б равна 1 мм/тыс. лет, или 1 м/млн. лет).

1 | ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ И СПРЕДИНГ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Концепция раздвижения (спрединга) океанического дна, вероятно, наиболее значительное геологическое открытие нашего столетия. Как ни одно другое, оно удовлетворило острую нужду в новых идеях и привело к такой коренной ломке традиционных представлений в геологии, что сейчас ее иногда называют «новой глобальной геологией».

Сразу вслед за разработкой концепции спрединга вновь было обращено внимание на подобие морфологии противоположных берегов Атлантического океана, и идея о раздвижении Американского и Африканского континентов получила вторую жизнь.

Еще в 1620 г. Френсис Бэкон впервые обратил внимание на подобие конфигурации противостоящих континентов. В дальнейшем Т. Либиенталь [267], А. Снайдер [386] и Ф. Тейлор [409] в своих работах кратко останавливались на этом явлении, обсуждая возможное его значение. Однако только А. Вегенер [453], рассмотрев всю совокупность таких примеров, дал им научное объяснение и четко сформулировал концепцию дрейфа континентов (рис. 7).

Для подтверждения этой концепции во времена А. Вегенера использовались данные о размещении растительного и животного мира (в том числе и ископаемых организмов), палеопустынь и древних ледниковых отложений, а также другие факты, позволяющие проводить корреляцию геологических событий на различных континентах. Так, А. Вегенер полагал, что горы Тихоокеанского побережья Америки сформировались в результате поднятия фронтальной части дрейфующего континента, подвергавшейся дроблению при взаимодействии с дном Тихого океана.

Теория континентального дрейфа в то время не получила признания у геологов Северного полушария. Однако на исследователей, работающих в Африке и Южной Америке, сильное впечатление произвели удивительные совпадения некоторых деталей строения континентов, расположенных на противоположных сторонах Южной Атлантики. На конференции, посвященной континентальному дрейфу, состоявшейся в 1926 г., именитые ученые выступили против этой теории, причем сделали это в крайне резкой и категоричной форме. Только немногие геологические концепции вызывали подобную реакцию. Лишь некоторые геологи были готовы признать возможность движения континентов, и «мобилисты» продолжали собирать данные о сходстве противоположных сторон Атлантического океана и других регионов.

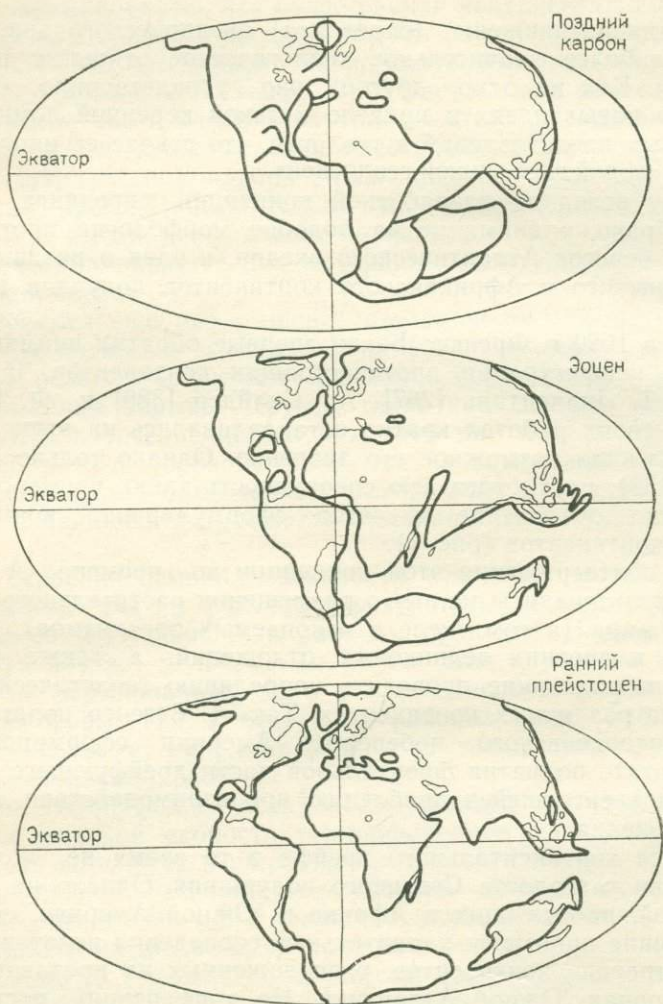


Рис. 7. Реконструкции карты мира для трех различных периодов. По А. Вегенеру [453]

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

В 1958 г. С. Кэри установил, что севернее 45° ю. ш. наблюдается особенно четкое совпадение берегов Южной Атлантики — с точностью до $0,5^{\circ}$, которое не может быть чисто случайным.

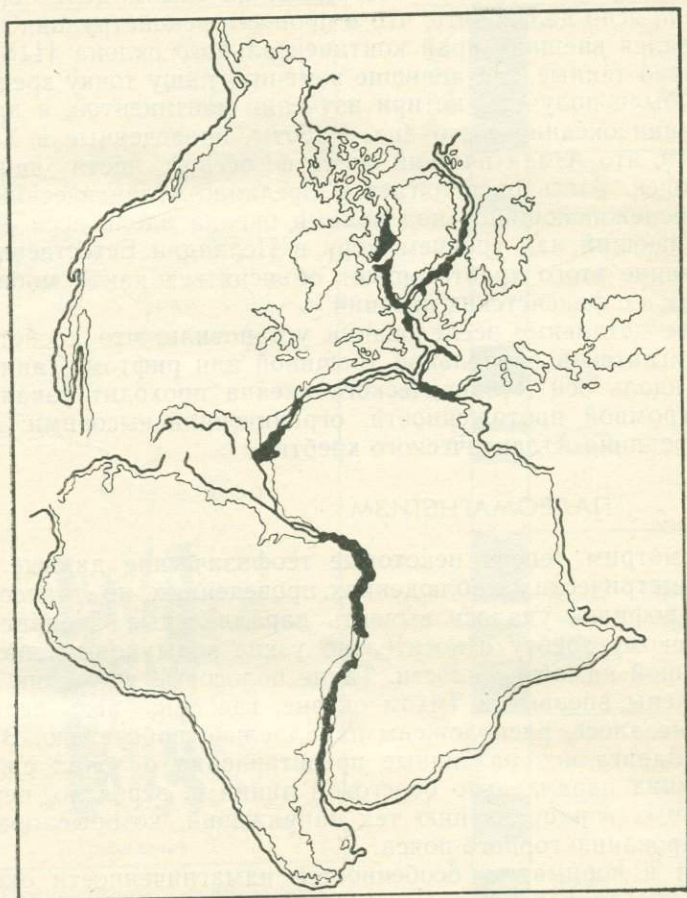


Рис. 8. Совпадение континентов при «закрытии» Атлантического океана.
По Е. Булларду и др. [41].

Черное — участки перекрытия континентов

Е. Буллардом с соавторами в 1965 г. были сделаны расчеты, показавшие, что и при полном смыкании Атлантического океана также наблюдается хорошая сходимость ограничивающих его континентов (рис. 8).

Для того чтобы получить такие результаты, необходимо пространственно совмещать не современные границы материков, которые во многом случайны и обусловлены частными особен-

ностями затопления морскими водами шельфовой зоны, а использовать при этом геологические границы континентов, т. е. линии подножий континентальных склонов. Эта идея не нова. И хотя вплоть до настоящего времени сохранилось ошибочное мнение о том, что построения А. Вегенера базировались на положении береговой линии материков, на самом деле он совершенно ясно дал понять, что в процессе реконструкции им использовался внешний край континентального склона [118].

Однако данные, заставившие изменить нашу точку зрения на дрейф, были получены не при изучении континентов, а при исследовании океанического дна. Работы, проведенные в XIX в., показали, что Атлантический океан в осевой части наиболее мелководен. Здесь располагается Срединно-Атлантический хребет, прослеживающийся под водами океана вдоль всей его оси и выступающий над уровнем моря в Исландии. Естественно, что образование этого хребта может объясняться как с мобилистских, так и с фиксистских позиций.

Более детальные исследования установили, что хребет расколот гигантской продольной трещиной или рифтом. Таким образом, вдоль оси Атлантического океана проходит узкая впадина огромной протяженности, ограниченная высокими уступами Срединно-Атлантического хребта.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

Рассмотрим теперь некоторые геофизические данные. При магнитометрических наблюдениях, проведенных по трансокеанскому профилю, удалось выявить параллельные Срединно-Атлантическому хребту относительно узкие зоны повышенной и пониженной намагниченности. Такие полосовые аномалии были обнаружены впервые в Тихом океане, где они, как первоначально казалось, расположены параллельно побережью. В этой связи выдвигались различные представления о зонах сжатия, проходящих параллельно береговой линии и, вероятно, перпендикулярных к направлению тех напряжений, которые привели к формированию горного пояса.

Ключ к пониманию особенностей намагниченности океанического дна дало открытие симметричного размещения полосовых магнитных аномалий относительно срединно-океанических хребтов. Как удалось установить, чередованию широких и узких магнитных аномалий на одном склоне хребта четко отвечает аналогичная последовательность их размещения на противоположном склоне (рис. 9).

Одновременно усовершенствование методов абсолютных датировок горных пород и применение их при изучении времени формирования океанического дна и поднимающихся над его уровнем вулканических построек дали возможность выявить явление направленного от континентов к срединно-океаническим хребтам омоложения пород, слагающих дно океана. Парал-

тельно очень интересные результаты были получены при изучении магнетизма древних толщ. Оказалось, что некоторые древние породы намагничены в направлении, прямо противоположном современному. Стрелка компаса во время формирования этих пород указывала бы вместо севера на юг. Для истолкова-

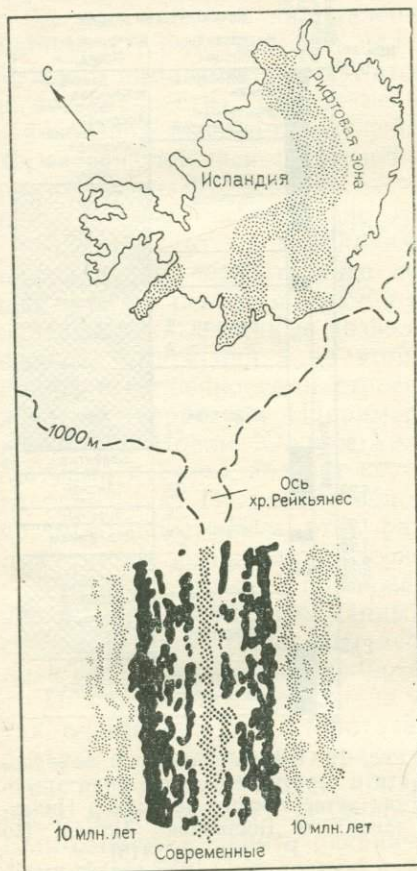


Рис. 9. Симметричное магнитное поле хр. Рейкьянес, расположенного южнее Исландии



Рис. 10. Инверсии магнитного поля Земли за последние 4,5 млн. лет.

Черное — нормальная полярность, белое — обратная

ния природы обратной намагниченности привлекалось множество самых разнообразных объяснений. Однако затем, по мере поступления новых результатов, стало ясно, что обратная намагниченность является общей чертой горных пород определенного возраста. Синхронность в пределах всей земной поверх-

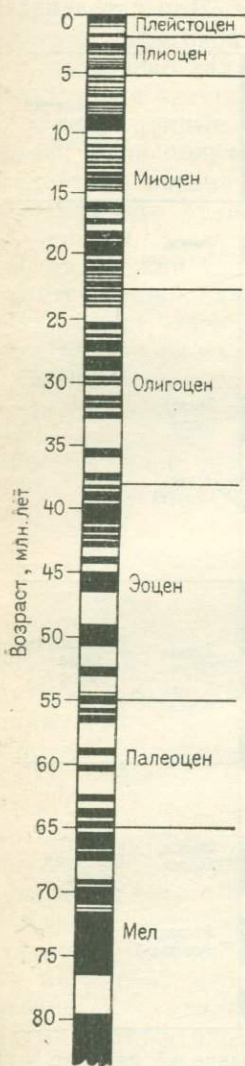


Рис. 11. Хронология инверсии геомагнитного поля за последние 85 млн. лет. По Дж. ла Брекью и др. [252]



Рис. 12. Шкала магнитной полярности и стратиграфические подразделения четвертичного периода в Нидерландах и Восточной Англии. По Р. Томпсону [416]

ности изменений направления намагниченности позволила перейти к реконструкции вариаций магнитного поля за последние несколько миллионов лет. Так обнаружилось, что современное «нормальное» направление вектора намагниченности характерно лишь для последних 700 000 лет. Ранее, начиная с 2,4 млн. лет, это направление было обратным. Первый временной интервал известен под названием эпохи Брюнес (нормальной намагниченности), второй — эпохи Матуяма (обратной намагниченности). В течение этих, а также других известных сейчас эпох отмечается целый ряд кратковременных эпизодов, характеризующихся инверсией магнитного поля Земли. На рис. 10 показана верхняя часть шкалы инверсии магнитного поля. В более полном виде эта шкала приводится на рис. 11.

Палеомагнитный метод является простым средством изучения проблем четвертичного периода, находящегося в настоящее время в центре внимания большинства геоморфологов. Так, палеомагнитные данные позволяют проводить грубую датировку озерных отложений и на этой основе осуществлять их корреляцию с особенностями строения и развития рельефа окружающей территории. Например, в осадках оз. Георга, расположенного в Новом Южном Уэльсе, инверсия на границе эпох Матуяма и Гаусс, возраст которой 2,4 млн. лет, фиксируется на глубине 31 м. Поскольку общая мощность озерных отложений достигает здесь 71 м, этот факт делает обоснованным предположение о формировании озерной котловины в миоцене.

Рис. 12 отражает приложение временной шкалы, основанной на палеомагнитных данных, к датированию климатических стадий Европы. Некоторые технические аспекты такого анализа рассматриваются в работе Р. Томпсона [416].

Инверсии магнитного поля устанавливаются также в базальтах, слагающих дно Атлантического океана. В размещении базальтов с различным характером намагниченности и соответственно возрастом здесь обнаруживается латеральная зональность относительно Срединно-Атлантического хребта. Это дает возможность сравнить океаническое дно с гигантской магнитной лентой. Сигналы об изменении ориентировки магнитного поля Земли во времени записываются на две ленты, появляющиеся в Срединно-Атлантическом рифте и медленно перемещающиеся в обе стороны в направлении континентов. Спреди́нг океанического дна можно изобразить следующим образом (рис. 13).

Зная возраст тех или иных участков дна и их расстояние до срединно-океанического хребта, можно легко вычислить скорость движения. Результаты таких расчетов показали, что в Атлантическом океане она достигает 2 см/год. Таким образом, континенты, разделенные этим океаном, перемещаются относительно друг друга со скоростью около 4 см/год.

Идея спреди́нга получила новое подтверждение при палеомагнитных исследованиях на континентах. Оказалось, что если

ориентировка магнитного вектора голоценовых отложений Европы отвечает современной позиции магнитного полюса, то направление намагниченности более древних пород указывает на размещение полюса в стороне от его современного положения. Это позволяет говорить либо о перемещении магнитного полюса,

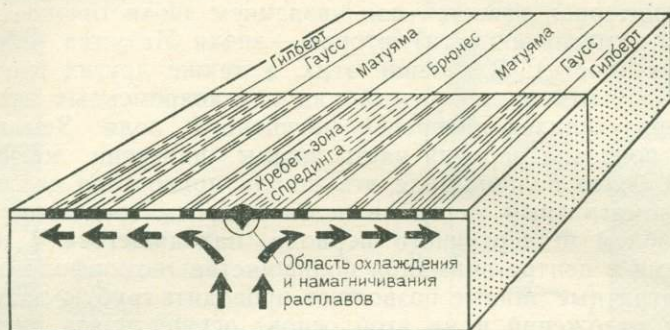


Рис. 13. Модель «магнитофонной ленты» и симметрия инверсий магнитного поля вкрест простирания зоны спрединга

либо о движении континентов. После того как изучение намагниченности разновозрастных пород позволило установить положение магнитного полюса в различные периоды времени,

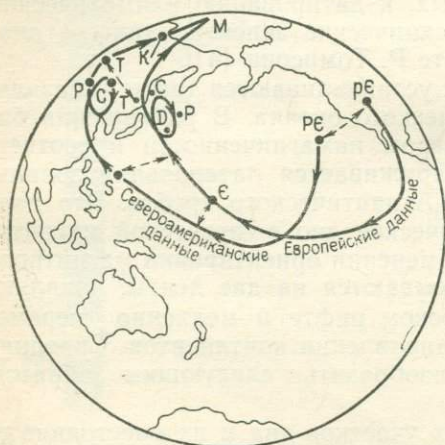


Рис. 14. Палеомагнитные кривые смещений магнитного полюса для Европы и Северной Америки.

p — докембрий; *ε* — кембрий; *S* — силур; *D* — девон; *C* — карбон; *P* — пермь; *T* — триас; *K* — мел; *M* — миоцен

выяснилось, что начиная с триаса (200 млн. лет назад) магнитный полюс переместился по криволинейной траектории на значительное расстояние. Поэтому современная позиция полюса может рассматриваться как итоговая точка его сложного движения.

Аналогичные результаты были получены при палеомагнитных исследованиях в Северной Америке. Однако, несмотря на то что рассчитанная траектория заканчивалась там же, где и предыдущая, кривая миграции полюса не совпадала с той, которая была получена при изучении намагниченности пород Европы, и по мере увеличения возраста несовпадение становилось все больше и больше (рис. 14). Такое несовпадение в положении полюсов для любого периода времени можно устранить, сблизив континенты. Если предположить, что Европа и Северная Америка первоначально составляли единый континент, а затем распались и дрейфовали в различные стороны, как это следует из данных изучения океанического дна, то при смыкании берегов Атлантического океана траектории движения магнитных полюсов полностью совпадут.

Намагниченность пород происходит только ниже определенной температуры (точки Кюри). Поэтому изначально разогретые магматические породы приобретают намагниченность лишь в процессе своего остывания.

Следовательно, намагниченность базальтов в магнитном поле Земли происходит уже после внедрения магматических расплавов в осевую зону Срединно-Атлантического хребта и последующей их кристаллизации. В дальнейшем эти базальты дробятся разломами и раздвигаются, а новые порции магматических расплавов, залечивающие образовавшую трещину, остывая, намагничиваются и т. д. Таким образом, в Срединно-Атлантическом хребте происходит формирование новых участков океанического дна, возраст которых увеличивается по направлению к континентам.

Любые точки на вращающейся сфере, перемещаясь в разные стороны относительно друг друга, двигаются вдоль «параллелей» по отношению к полюсу вращения. Последний известен как Эйлеров полюс и назван так в честь математика, описавшего геометрию движения на сфере. На рис. 15 показано, что в этих условиях раздвижение будет сильнее там, где скорость вращения больше, т. е. вблизи экватора. В океанах трансформные зоны дробления перпендикулярны к оси спре-

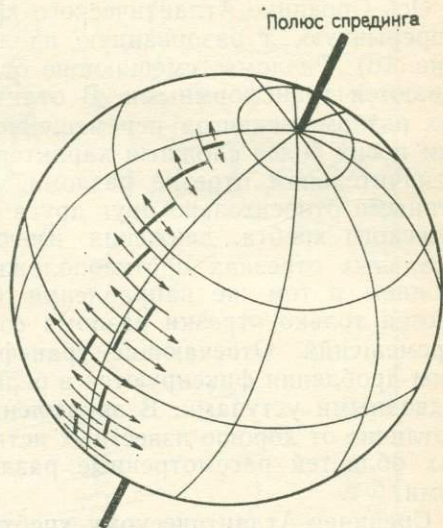


Рис. 15. Формирование зоны спрединга, смещенной на отдельных своих отрезках вдоль трансформных разломов по отношению к полюсу спрединга

динга. Скорость спрединга, изображенная стрелками различной длины, прямо пропорциональна расстоянию до полюса. Рассматривая с указанных позиций «раскрытие» Атлантического океана, можно видеть, что его рост будет происходить быстрее в средней, приэкваториальной части бассейна. Неравномерность перемещения определила деление океанического дна на узкие зоны с различными скоростями спрединга.

Ось Срединно-Атлантического хребта представляет собой не непрерывную, а разорванную вдоль секущих разломов линию (рис. 16). Разломы, смещающие отдельные участки хребта, называются трансформными. В отличие от движений вдоль обычных разломов-сдвигов перемещение по трансформным разломам носит более сложный характер (рис. 17). Лишь на крайне незначительном отрезке разлома, расположенном между смежными относительно друг друга фрагментами срединно-океанического хребта, движения имеют сдвиговую природу. На остальных отрезках противоположные крылья перемещаются в одном и том же направлении. Сейсмически активными являются только отрезки разлома со встречными направлениями перемещений. Отвечающие трансформным разломам мощные зоны дробления фиксируются в рельефе дна океана гигантскими подводными уступами. В заключение еще раз подчеркнем, что в отличие от хорошо известных истинных сдвигов континентальных областей рассмотренные разломы именуется трансформными.

Срединно-Атлантическому хребту свойственна очень небольшая мощность осадочного чехла, причем она увеличивается по мере удаления от рифта. Это согласуется с концепцией спрединга, согласно которой внешние зоны хребта имеют более древний возраст и соответственно должны были иметь больше времени для осадконакопления.

Поскольку в Атлантическом океане осадки древнее юрских неизвестны, его формирование началось, по-видимому, лишь в триасе, т. е. примерно 200 млн. лет назад. В настоящее время составлены карты, отражающие особенности развития Атлантического океана в различные, начиная с триасового, периоды времени.

Таким образом, имеются неоспоримые доказательства происхождения Атлантического океана за счет раздвигания континентов. Нарастание океанического дна происходит от центра океана — осевого рифта Срединно-Атлантического хребта — в обе стороны, по-видимому, с очень небольшой скоростью. Океаническое дно делится на ряд субширотных полос, в пределах которых скорость спрединга несколько различается, как это и предусматривается характером подобного перемещения на сферической поверхности. Указанные полосы разделены мощными зонами дробления, отвечающими трансформным разломам.

Срединг океанического дна происходит в следующей последовательности: 1) повышение температур в зоне срединно-океа-

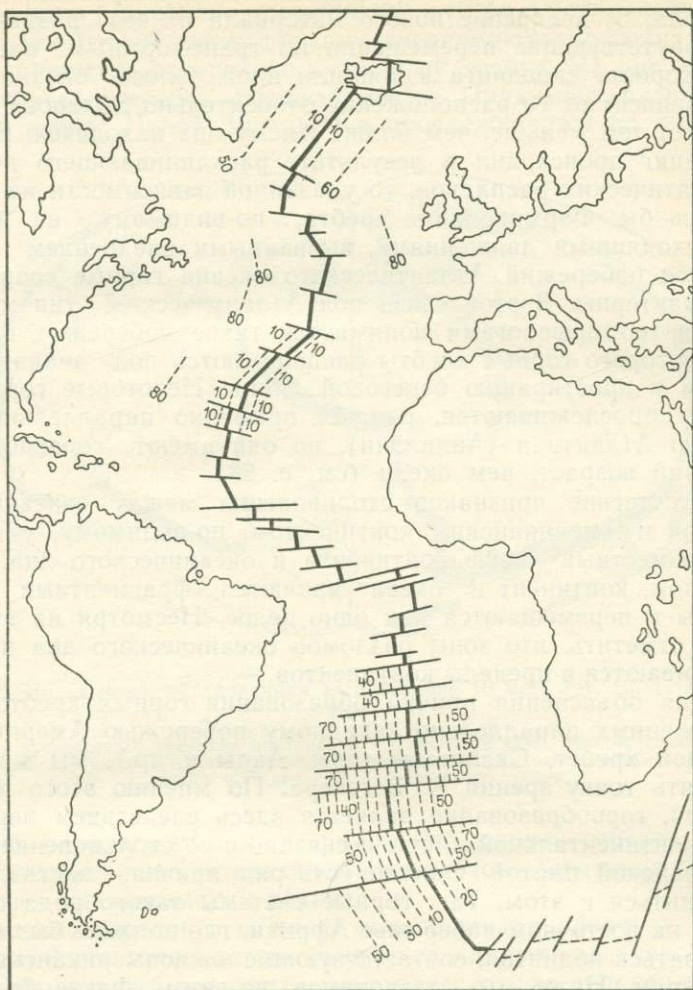
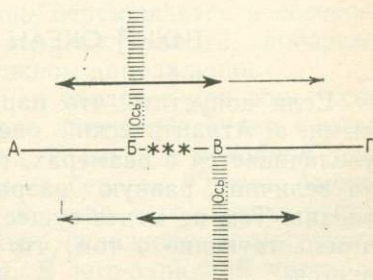


Рис. 16. Срединно-Атлантический хребет, рассекающие его трансформные разломы и возраст океанического дна. По Дж. Хейслеру [184]

Рис. 17. Зона дробления, смещающая ось спрединга.

В интервале между точками Б и В плиты по разные стороны от разлома движутся в противоположном направлении, генерируя землетрясения, обозначенные звездочками. Между точками А, Б и В, Г плиты по разные стороны от разлома перемещаются в одном и том же направлении. Разломы, с которыми связаны подобные зоны, относятся к категории трансформных



нического хребта — оси спрединга; 2) формирование осевого раскола; 3) внедрение нового материала и его раздвижение; 4) сопутствующие перемещения по трансформным разломам.

Скорость спрединга в той или иной полосе океанического дна зависит от ее расположения относительно Эйлера полюса и будет тем меньше, чем ближе к нему она находится. Если бы спрединг происходил в результате расклинивающего действия магматических расплавов, то указанной зависимости не наблюдалось бы. Формирование хребта, по-видимому, не связано с восходящими движениями, вызванными внедрением магмы.

Для побережий Атлантического океана горные сооружения нехарактерны. В этой связи под Атлантическим типом побережья геоморфологами понимается такое побережье, в пределах которого горные хребты располагаются под значительным углом к простирацию береговой линии. Некоторые горные системы прослеживаются, однако, примерно параллельно побережью Атлантики (Аппалачи), но они имеют гораздо более древний возраст, чем океан (см. с. 68).

Отсутствие признаков столкновения между океанической плитой и Американским континентом, по-видимому, указывает на совместный дрейф континента и океанического дна. Таким образом, континент и океан являются фрагментами единой плиты и перемещаются как одно целое. Несмотря на это, следует отметить, что зоны разломов океанического дна не прослеживаются в пределы континентов.

Для объяснения причин образования горных хребтов, расположенных параллельно западному побережью Америки (Береговой хребет, Скалистые горы, Анды и др.), мы могли бы принять точку зрения А. Вегенера. По мнению этого исследователя, горообразование является здесь следствием перемещения континентальной плиты и связано с ее столкновением с Тихоокеанской плитой. Однако есть ряд причин, заставляющих усомниться в этом. Так, горные системы такого рода отсутствуют на восточном побережье Африки, где должны были бы образоваться поднятия, соответствующие южноамериканским Кордильерам. Ниже мы остановимся на этом факте более подробно. Предварительно рассмотрим данные, полученные при изучении Тихого океана.

ТИХИЙ ОКЕАН

Если допустить, что параметры Земли остаются постоянными, а Атлантический океан благодаря развитию спрединга увеличивается в размерах, то Тихий океан должен сокращаться на величину, равную разрастанию площади Атлантического океана. Тем не менее существуют многочисленные данные, свидетельствующие о том, что дно Тихого океана также расширяется.

Подводный хребет, служащий осью спрединга, пересекает Тихий океан и внезапно поглощается Северо-Американским континентом. В этой связи термин «срединно-океанический» вряд ли применим по отношению к данному хребту. На рис. 18 рассматриваемый хребет ответвляется от Циркумантарктического хребта южнее Новой Зеландии и прослеживается до Калифор-

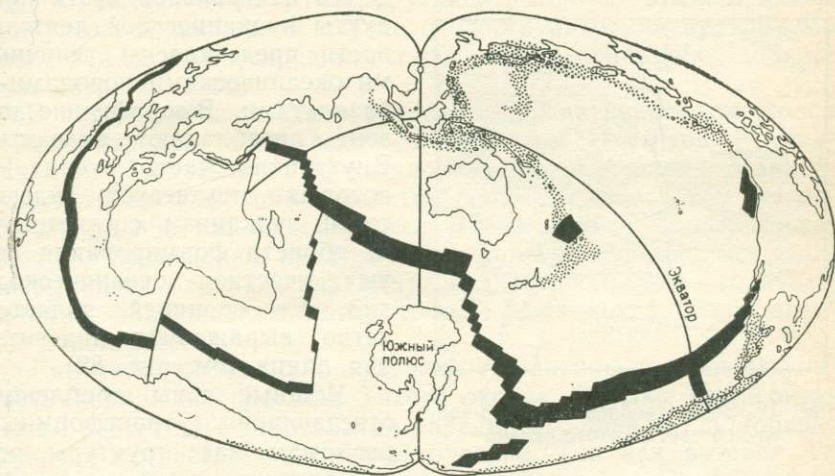


Рис. 18. Новая кора, образованная за последние 10 млн. лет. По Г. Менарду [290].

Схема в равновеликой проекции показывает, что большая часть новообразованной коры сформировалась вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия, Тихоокеанско-Антарктического хребта и Индийского океанического хребта

нии, где он исчезает под материком. Его южный отрезок именуется Тихоокеанско-Антарктическим хребтом, остальная часть — Восточно-Тихоокеанским поднятием.

Явление спрединга в Тихом океане устанавливается, так же как и в Атлантическом, по комплексу данных, полученных при геоморфологических и магнитометрических исследованиях, датировке океанических пород и изучении закономерностей осадконакопления. Анализ полосовых магнитных аномалий показывает, что скорость спрединга здесь превышает 6 см/год. При этом северная часть Тихого океана перемещается в северо-западном направлении, почти перпендикулярно к побережью Азии, а южная часть движется в южном направлении.

Вблизи берегов Южной Америки сходятся три зоны спрединга. Их стык напоминает в плане латинскую букву Y и именуется точкой тройного сочленения. В связи с подобной тектонической ситуацией вблизи северных берегов Южной Америки обособляется самостоятельная океаническая плита — плита Наска. Калифорнийское побережье осложнено многочисленными трансформными разломами. В юго-западной части оке-

ана ориентировка зоны спрединга примерно параллельна линии, соединяющей острова Фиджи и Новую Гвинею. Такое размещение оси спрединга позволяет предположить развитие гигантских сдвиговых перемещений.

Явление спрединга находит отражение в вариациях состава вулканогенных образований, тяготеющих к Тихому океану.

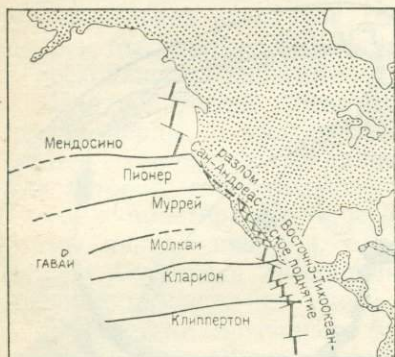


Рис. 19. Зоны дробления северо-восточной части Тихого океана

В его центральной части продукты вулканической деятельности представлены типичными океаническими породами — базальтами. В периферической зоне преобладают андезиты. Внутренняя часть океана, в которых отсутствует андезитовый вулканизм, соответствует области формирования новых участков океанического дна. Ее границей является четко выраженная андезитовая линия (см. рис. 88).

Мощные зоны дробления, отвечающие трансформным разломам, как структуры, определяющие основные черты

рельефа дна океана, были хорошо известны задолго до возникновения концепции спрединга. Последняя получила подтверждение при сопоставлении аномалий магнитного поля, расположенных на различных бортах разлома Мендосино (рис. 19). Горизонтальное смещение вдоль этого разлома равно 1100 км.

Тихоокеанской впадине свойственны значительные вариации мощностей и состава осадков. Тем не менее можно отметить следующие основные закономерности. В зоне спрединга осадочные толщи либо отсутствуют, либо имеют незначительную мощность. Для большей части океанического дна характерно развитие глубоководных отложений. Распространение терригенных толщ, образованных вследствие разрушения континентов, в пределах дна Атлантического океана ограничено полосой шириной около 1000 км, проходящей вдоль окраин материков. Однако, поскольку в отличие от периферии Атлантики Тихоокеанское обрамление характеризуется повышенной вулканической активностью, в осадках, отлагающихся вблизи берегов, присутствуют прослои вулканического пепла.

Вулканы, расположенные в центральной части Тихого океана, также несут информацию о характере спрединга. Вулканические острова группируются здесь в линейные системы или островные цепи. Наиболее ярким примером подобного рода может считаться Гавайская островная цепь. Максимальная вулканическая активность отмечается на самом восточном острове (о-в Гавайи). Острова, находящиеся западнее, представляют

собой потухшие вулканы. После прекращения вулканической деятельности они постепенно разрушаются, обрастают коралловыми рифами и медленно опускаются, превращаясь в атоллы. Омоложение возраста вулканических островов с запада на восток может свидетельствовать о миграции в этом же направлении вулканической активности или о дрейфе в западном направлении земной коры, проходящей над расположенной на глубине «горячей точкой», генерирующей выбросы вулканических продуктов. В последнем случае скорость миграции вулканизма равняется скорости спрединга и, согласно такой оценке, должна быть очень высокой.

В Гавайской цепи центр вулканической активности смещался в юго-восточном направлении со скоростью 11 см/год. Р. Дункан и И. Макдугэлл [119] установили, что Австралия, Маркизские острова и острова Общества перемещаются в том же направлении и с той же скоростью. Приведенные данные согласуются с концепцией, предусматривающей дрейф крупных взаимосвязанных океанических плит над несколькими горячими точками, занимающими относительно друг друга фиксированное положение.

Как уже отмечалось ранее, рост Атлантики должен был вызвать сокращение площади Тихого океана. Однако Тихий океан также растет за счет развития спрединга, причем с гораздо большей скоростью, чем Атлантический. Так как возраст Атлантического океана не превышает 200 млн. лет, Тихий океан, вероятно, также сформировался в юрское время*. Эти относительно новые данные ставят под сомнение существовавшие примерно до 1960 г. (т. е. до появления концепции спрединга океанического дна) традиционные представления, согласно которым континенты и океаны являются в основном стабильными образованиями.

Концепция спрединга во многом представляет собой пространственную проблему. Суть ее состоит в том, чтобы ответить на вопрос: куда исчезают миллионы квадратных километров коры, новообразованной в зонах спрединга Тихого и Атлантического океанов?, так как за 200 млн. лет ее площадь должна была бы составлять примерно 200 млн. км². Одно из возможных решений данной проблемы связано с признанием активного расширения Земли. Сторонником этой идеи является С. Кэри [52]. Другое, гораздо более популярное в настоящее время объяснение предполагает, что океаническое дно поглощается в глубоководных желобах, ограничивающих Тихий океан и известных в некоторых других местах, причем этот процесс протекает перманентно. Участки поглощения океанического дна называются зонами субдукции. В связи с этим важно отметить,

* Ряд ведущих советских специалистов в области геологии и геоморфологии дна океана (Ю. И. Богданов, И. С. Соловьева, О. К. Леонтьев и др.) настаивают на древнем — вплоть до докембрия — возрасте Тихого океана.—
Прим. ред.

что горы, расположенные по обрамлению Тихого океана, несмотря на то что большинство из них протягивается почти параллельно береговой линии, не могут быть отнесены к простому типу и объяснены каким-либо единым процессом. То же, кстати, можно сказать и о горных хребтах Атлантического побережья. Горное обрамление Тихого океана, по-видимому, является гораздо более сложным и разнообразным, чем это предусматривается концепцией тектоники плит, объясняющей его как результат простого столкновения континента с океанической плитой.

ДРУГИЕ ОКЕАНЫ

Образование Индийского океана началось в юрское время. Одним из наиболее дискуссионных является вопрос о взаимном расположении окружающих его материков до начала континентального дрейфа. Согласно первой точке зрения, базирующейся на соответствии многочисленных геологических данных,

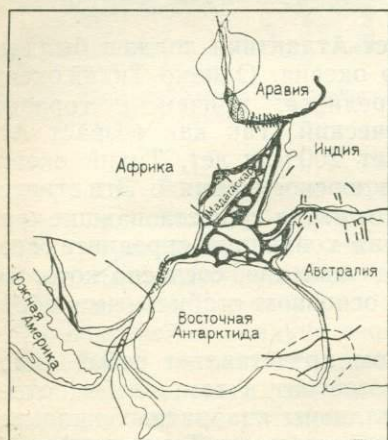


Рис. 20. Схематическая реконструкция Гондваны для позднеюрского времени (130 млн. лет назад). По О. Шнелдсу [377]



Рис. 21. Реконструкция Пангеи, существовавшей 200 млн. лет назад (поздний триас). По Р. Дитцу и Дж. Холдену [110]

Индия ранее соприкасалась с Австралией (рис. 20). Другая точка зрения, опирающаяся на вычисление наилучшего совпадения контуров континентов, предполагает, что Индия располагалась напротив Антарктиды, заполняя пространство между Африкой и Австралией (рис. 21). Установлено, что после начала дрейфа Индия оказалась оторванной от остальных материков и стала перемещаться к северу со значительной скоростью (16 см/год, или 160 000 Б) [208].

Восточная часть Индийского океана, вероятно, разделяется на несколько микроплит (рис. 22). Границами одной из мик-

роплит служат, с одной стороны, зона спрединга хребта Карлсберг, продолжающаяся рифтом Красного моря, а с другой — Сейшельский хребет, представляющий собой изолированную полосу сиалической коры. Другая зона спрединга проходит между Сейшелами и Мадагаскаром. Последний, в свою очередь, отделен от Африки, с которой он представлял первоначально единое целое, еще одной зоной спрединга.

Восточный Индийский хребет (хребет 90° в. д.) в работах различных авторов относился к структурам различного типа. Однако последние данные свидетельствуют о том, что он сформировался в результате дрейфа океанической коры над горячей точкой, в настоящее время расположенной под о-вом Святого Павла [268]. Это определяет его сходство с Гавайской и другими островными цепями Тихого океана, хотя вместо цепи вулканических островов след горячей точки в этом случае выглядит как протяженный хребет.

Индийский океан отделяется от Тихого Индонезийской островной дугой. Согласно С. Кэри [52], быстрое отодвигание Индии от Австралии обусловило образование гигантской расщелины, в которую устремилось вещество ложа Тихого океана, сформировав в кайнозойское время протяженную Индонезийскую островную дугу.

Результаты палеомагнитных исследований в Индийском океане не всегда свидетельствуют в пользу континентального дрейфа. Тем не менее они оказывают существенное влияние на палеогеографические построения. Так, например, Н. Хейл, Макэлини и И. Макдугэлл [173] показали, что полуостров Малакка и Западный Калимантан, начиная с середины мела, развивались как единое целое. Располагаясь в основном на той же широте, что и в настоящее время, они испытывали вращательное движение, в процессе которого совершили оборот против часовой стрелки примерно на 50°.

Антарктический континент занимает изолированное от остальных материков положение и состоит, вероятно, из двух относительно самостоятельных частей. Под тяжестью ледникового покрова с максимальной мощностью более 4 км континентальная кора погрузилась ниже уровня Мирового океана. Характерной особенностью строения Западной Антарктиды является Антарктический полуостров, протягивающийся в на-

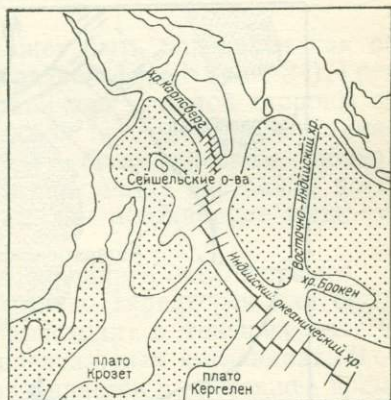


Рис. 22. Морфоструктуры дна Индийского океана

правлении дуги Скотия. Восточная Антарктида имеет более простую конфигурацию, сложившуюся еще при расколе Гондваны.

Наиболее четко процесс раздвижения материков фиксируется в промежутке между Австралией и Антарктидой. Дрейф этих континентов начался только в эоцене, хотя сводообразование, рифтогенез и внедрение пластовых интрузий происхо-



Рис. 23. Антарктида, окруженная со всех сторон океаном, возникшим в циркумантарктической зоне спрединга. По С. Кэри [52].

О — олигоцен, М — миоцен, П — плиоцен



Рис. 24. Хребты — зоны спрединга Северного Ледовитого океана.

1 — неактивные; 2 — активные

дили здесь, начиная с юрского периода. Чисто случайно позднее время разделения Австралии и Антарктиды получило отражение на картах континентального дрейфа, составленных А. Вегенером. Учитывая то, как мало тогда было известно о геологии Антарктиды, следует отдать должное его удивительной догадке. Срединно-океанический хребт протягивается, вероятно, далее, отделяя Антарктиду от Африки. Западнее он замещается островной дугой Скотия. Последняя будет подробно рассмотрена в процессе дальнейшего изложения.

Таким образом, Антарктида, по-видимому, со всех сторон окружена зонами спрединга (рис. 23). Тем не менее зоны субдукции у берегов этого континента отсутствуют. Антарктида, очевидно, является сильно приподнятым материком. Значительная высота некоторых ее краевых участков объясняется погружением центральной части континента под тяжестью ледникового покрова. Однако объяснить общую приподнятость Антарктиды, опираясь на какие-либо известные тектонические процессы, сложно.

Северный Ледовитый океан может быть определен как область развития спрединга клинообразной формы (рис. 24). Гренландия и хребет Ломоносова ограничены с одной стороны зоной спрединга, представляющей собой продолжение Срединно-Атлантического хребта, а с другой — более древним подводным хребтом, в пределах которого спрединг в настоящее время отсутствует. Ни с одним из них не ассоциирует зона субдукции.

По мере накопления данных о спрединге океанического дна стало ясно, что этот процесс не только характерен для основных океанических впадин, но и происходит в меньших масштабах в морских бассейнах и континентальных котловинах. В одних впадинах спрединг активно развивается в настоящее время, в других — прекратился в различные периоды геологической истории.

Продолжающиеся исследования по изучению спрединга океанического дна, наряду с палеомагнитными реконструкциями местоположения и ориентировки материков, позволят в будущем получить более точную картину континентального дрейфа — процесса, определяющего главные особенности строения поверхности Земли, который всего 50 лет назад расценивался как неправдоподобный для серьезного рассмотрения.

Земной шар в разрезе подобен луковице. Он состоит из нескольких сменяющих друг друга слоев, или концентрических оболочек. Самую внешнюю, прерывистую оболочку образует континентальная кора. Для понимания процессов, происходящих на поверхности планеты, необходимо представлять, что происходит в ее недрах. Наши знания о внутреннем строении Земли основываются исключительно на косвенных данных, так как глубина пробуренных скважин крайне незначительна по сравнению с ее радиусом. Однако изучение сейсмических волн, гравитационного и магнитного полей, а также глубинного теплового потока позволяет как бы заглянуть в недра Земли и разработать на этой основе модель ее строения в целом — как небесного тела. Существенную помощь в этом оказывают геохимические и петрологические методы исследования, приложенные к материалу поверхностных, доступных оболочек планеты. Кроме того, основные особенности глубинной структуры внешних геосфер проявляются в крупнейших неровностях земной поверхности — масштаба горных цепей или островных дуг, что позволяет использовать для их изучения геоморфологические методы.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Залегающие на глубине горные породы, по-видимому, испытывают сильное давление. Когда оно достигает предела прочности пород, пластические деформации сменяются хрупкими, и блоки, разделенные образовавшейся трещиной, перемещаются в противоположных направлениях. Крупная трещина, вдоль которой происходит дифференцированное движение, называется разломом. Высвобождение энергии при перемещении по разломам является причиной землетрясений.

Точка, в которой происходит разрядка напряжений, называется фокусом землетрясения, а ее проекция на земную поверхность — эпицентром (рис. 25). Возникающие при любых землетрясениях волны распространяются в толще Земли во всех направлениях от фокуса. Данные сейсмологии — науки, изучающей волны, порожденные землетрясениями, лежат в основе наших знаний о внутреннем строении Земли.

При землетрясениях возникают волны нескольких типов: первичные волны *P* (волны сжатия, продольные волны) имеют наибольшую скорость и обычно первыми регистрируются сейсмографами; вторичные (поперечные) волны *S*, как правило,

приходят позже, и, наконец, поверхностные волны L фиксируются на сейсмограммах в последнюю очередь (рис. 26).

В начале XX в. А. Мохоровичич обратил внимание на то, что при землетрясениях, происходивших в радиусе 800 км с глу-

Рис. 25. Положение эпицентра и фокуса (гипоцентра) землетрясения.

Изосейсты проходят через точки на земной поверхности, характеризующиеся одинаковой силой землетрясений

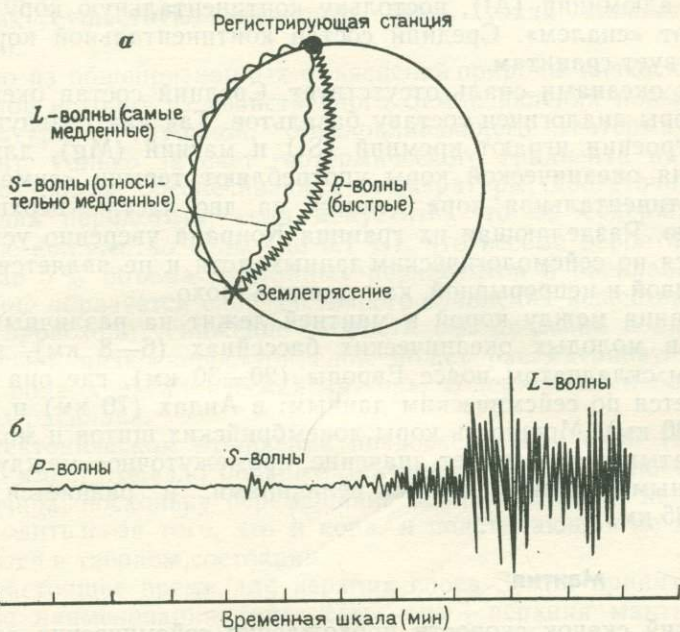
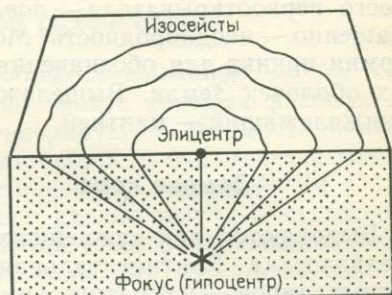


Рис. 26. Диаграмма (а), изображающая различные сейсмические волны с неодинаковой скоростью распространения, и запись типичного землетрясения регистрирующим устройством (б).

Временные интервалы между прибытием различных сейсмических волн дают возможность определить расстояние от землетрясения до регистрирующего прибора

биной фокуса до 40 км, сейсмографами фиксировались две отчетливые серии волн (P и S). Этот факт он объяснил тем, что сейсмические волны распространяются от фокуса к регистрирующей станции по двум различным траекториям: прямой и от-

раженной. В пределах верхнего 100-километрового слоя А. Мохоровичич выделил две зоны: верхнюю, с пониженной скоростью прохождения волн, и нижнюю, с повышенной. Позже, когда удалось установить повсеместное распространение подобной сейсмической неоднородности, она получила название по имени своего первооткрывателя — *поверхность Мохоровичича*, или сокращенно — неоднородность Мохо. В настоящее время этот термин принят для обозначения главной границы раздела верхних оболочек Земли. Вышележащий слой именуется корой, а нижележащий — мантией.

Земная кора

Выделяются два важнейших типа коры: континентальная и океаническая. Континентальная кора сложена породами различных типов — магматическими, осадочными и метаморфическими. Поскольку в составе этих пород преобладают кремний (Si) и алюминий (Al), постольку континентальную кору часто именуют «сиалем». Средний состав континентальной коры соответствует гранитам.

Под океанами сиаль отсутствует. Средний состав океанической коры аналогичен составу базальтов. Так как главную роль в ее строении играют кремний (Si) и магний (Mg), для обозначения океанической коры употребляют термин «сима».

Континентальная кора делится на две части — верхнюю и нижнюю. Разделяющая их граница Конрада уверенно устанавливается по сейсмологическим данным, хотя и не является столь отчетливой и непрерывной, как граница Мохо.

Граница между корой и мантией лежит на различных глубинах в молодых океанических бассейнах (6—8 км), в герцинском складчатом поясе Европы (20—30 км), где она резко отбивается по сейсмическим данным: в Андах (70 км) и Гималаях (80 км). Мощность коры докембрийских щитов и молодых складчатых поясов имеет значение, промежуточное между максимальными и минимальными величинами, и равняется примерно 35 км.

Мантия

Резкий скачок скорости прохождения сейсмических волн на границе Мохо может быть связан с изменением либо состава, либо фазового состояния вещества — при переходе из коры в мантию. Наиболее вероятно, что породы, слагающие мантию, представляют собой перидотиты, состоящие главным образом из оливина и пироксена, но приближающиеся по химическому составу к базальтам. Граница Мохо может фиксировать изохимический переход от габбро к эклогитам или, что лучше согласуется с современными представлениями, резкий химический переход от гранулитов к перидотитам [93]. Однако современ-

ные гранулиты нижних горизонтов коры недоступны для изучения, так что последний вывод основывается на данных, полученных по выходящим на земную поверхность гранулитовым толщам.

Низкоскоростной слой (астеносфера)

Еще в 1926 г. Б. Гутенберг обратил внимание на то, что сейсмические волны землетрясений, фокус которых располагается на глубине 50—250 км, регистрируются сейсмостанциями с запаздыванием, т. е. их реальная скорость оказывается меньше, чем предусматривалось теоретическими построениями. Опираясь на эти данные, Б. Гутенберг сделал вывод о существовании в указанном интервале глубин слоя с пониженной скоростью прохождения сейсмических волн. До сих пор не совсем ясно, происходит ли в слое 50—250 км от поверхности Земли постепенное снижение скорости сейсмических волн или в его пределах существуют несколько очень узких низкоскоростных зон.

Одно из общепризнанных объяснений природы низкоскоростного слоя исходит из свойственного Земле явления повышения температуры с глубиной, обуславливающего геотермический градиент. Только за счет геотермического градиента на глубине 50—250 км обеспечиваются температуры, достаточные для плавления перидотита, если допустить, что он содержит небольшое количество воды (до 0,1 %), что весьма вероятно. При переходе 5 % объема мантийных перидотитов в расплавленное состояние образуется слой частичного плавления вещества, в котором происходит снижение скорости сейсмических волн. Следовательно, низкоскоростной слой может рассматриваться как своего рода кристаллическая «каша», содержащая небольшой процент расплава.

В тектоническом отношении низкоскоростной слой (астеносфера) имеет гораздо большее значение, чем поверхность Мохоровичича, поскольку перемещение вдоль последней не может происходить из-за того, что и кора, и подстилающая ее мантия находятся в твердом состоянии.

В настоящее время для верхних слоев Земли приняты следующие наименования (рис. 27): кора + верхняя мантия, лежащая над низкоскоростным слоем, — литосфера; низкоскоростной слой — астеносфера; мантия, залегающая ниже низкоскоростного слоя, — мезосфера.

В некоторых районах (Восточно-Африканская рифтовая система, Большой Бассейн) фактическая мощность литосферы ограничивается мощностью коры, а кора залегают непосредственно на низкоскоростном слое [242].

По данным Д. Чепмена и Х. Поллака [53], толщина литосферы под ложем молодых океанов и континентальными складчатыми поясами равняется нескольким десяткам километров,

в то время как под щитами она составляет более 300 км. Названные исследователи предположили, что щиты тормозят движение литосферных плит и что мощность литосферы в дальнейшем будет постепенно увеличиваться, а скорость движения плит уменьшаться. В конечном итоге это приведет к полному прекра-

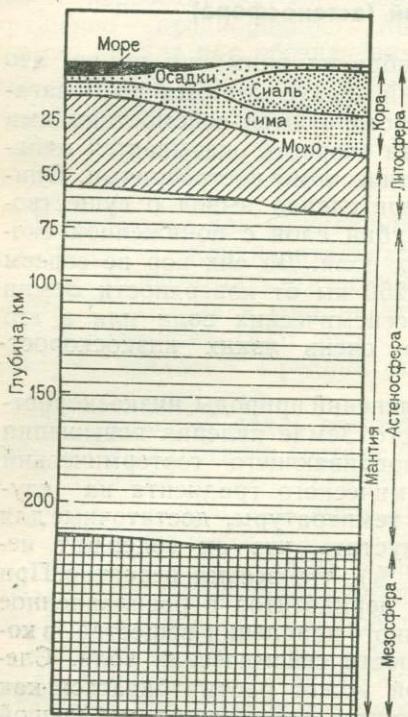


Рис. 27. Оболочки земной коры и верхней мантии

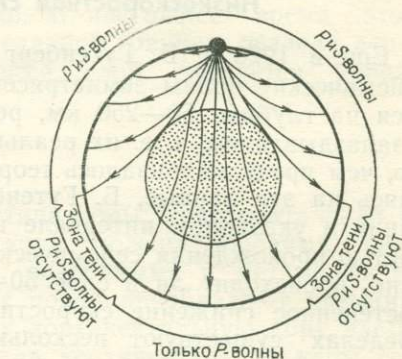


Рис. 28. Отклонение (рефракция) P-волн и поглощение S-волн жидким ядром Земли

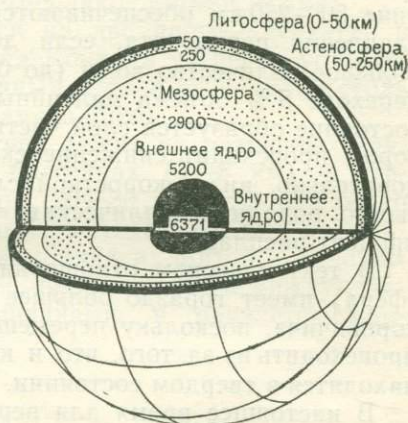


Рис. 29. Геосферы Земли

щению дрейфа и завершению плитотектонической фазы эволюции Земли.

Сейсмические волны, порожденные сильными землетрясениями, пронизывают весь земной шар. Однако на угловом расстоянии около 120° ($103-142^\circ$) от эпицентра ни P-волны, ни S-волны не регистрируются сейсмографами. Это позволяет говорить о том, что волны, проходящие через центральную часть земного шара, задерживаются или отклоняются еще одним глубинным слоем. Для S-волн этот слой непроницаем. В отли-

чие от них P -волны проходят сквозь него и отчетливо фиксируются на угловом расстоянии $143\text{--}180^\circ$ от эпицентра землетрясения. Задержка в поступлении P -волн на регистрирующие станции может объясняться прохождением их через низкоскоростной слой. Та зона, в пределах которой ни продольные, ни поперечные волны не регистрируются, называется зоной тени P - и S -волн.

Приведенные данные указывают на существование у Земли жидкого ядра, обуславливающего затухание S -волн и преломления P -волн (рис. 28). Более детальные исследования показали, что наряду с жидким у Земли имеется и твердое внутреннее ядро. Строение нашей планеты в целом может быть изображено следующим образом (рис. 29).

СИЛА ТЯЖЕСТИ И ИЗОСТАЗИЯ

Величина ускорения силы тяжести на уровне моря меняется в зависимости только от широты местности; на экваторе она меньше, чем на полюсах. Для любой заданной точки, зная ее широту, можно рассчитать теоретическое значение ускорения силы тяжести, отвечающее ее величине на поверхности сфероида.

Вычитая из наблюдаемой величины ускорения силы тяжести теоретическую, мы получаем значение, именуемое гравитационной аномалией. Для того чтобы исключить влияние высоты точки наблюдения на измерительные приборы, вводится поправка, позволяющая рассчитать *гравитационную аномалию в свободном воздухе*. Значение такой поправки почти всегда положительное, поскольку при ее вычислении не учитывается гравитационное воздействие горных пород, расположенных между измерительными приборами и поверхностью сфероида. Эти породы в зависимости от их плотности будут оказывать различное гравитационное воздействие. После введения в значение ускорения силы тяжести поправок за свободный воздух и за влияние горных пород в слое, ограниченном уровнем моря и высотой точки измерения, и последующего вычитания теоретического значения Δg мы получаем так называемую *гравитационную аномалию Буге**. Ее величина обычно резко отрицательна над горами и плато и равняется нулю или имеет положительный знак над океанами.

Понятие *изостазия* широко применяется при описании принципа «плавания» континентальных и океанических блоков. Существуют две различные гипотезы, описывающие природу изостатических движений, обуславливающих компенсационное перемещение горных масс. Гипотеза Ж. Пратта основывается на допущении плотностных различий литосферных блоков, плаваю-

* При вычислении аномалии Буге учитывается также поправка за отклонение реальной топографии от плоской равнины.— *Прим. ред.*

щих на однородном по плотности субстрате (рис. 30). С этих позиций блоки пониженной плотности всплывают интенсивней, чем относительно плотные. Первые из них соответственно отвечают горным сооружениям, а вторые — впадинам и низменностям. Эта гипотеза, вероятно, может использоваться для объяснения различий между континентами и океанами.

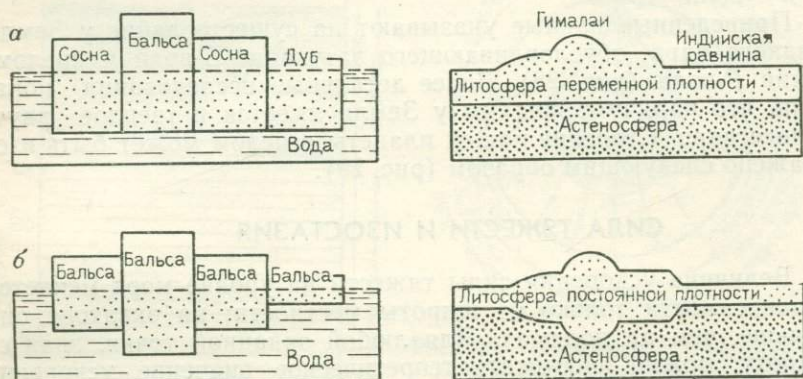


Рис. 30. Изостатические гипотезы.

а — гипотеза Ж. Пратта, объясняющая неровности земной поверхности существованием блоков различной плотности, выдающихся над генеральным уровнем изостатической компенсации; б — гипотеза Г. Эри, объясняющая рельеф с помощью блоков различной мощности, состоящих из вещества одинаковой плотности, обладающих неровным основанием

Гипотеза Г. Эри базируется на предположении о примерно равной плотности различных литосферных блоков, имеющих, однако, неодинаковую мощность. Согласно гипотезе Г. Эри, горы имеют корни, погруженные в более плотный субстрат, и поэтому мощность литосферы в горных областях должна быть значительно больше, чем в пределах впадин.

Как видно, обе гипотезы предусматривают существование подстилающего литосферу уплотненного пластичного слоя, который мы сейчас называем астеносферой, и предполагают наличие дефицита масс под высокими горами. Однако, как показывают современные данные, механизм континентального горообразования лучше объясняется с помощью гипотезы Г. Эри.

Предположение о существовании корня у Альп выдвинуто для объяснения отрицательной аномалии Буге, отвечающей большей части этой горной системы. Как удалось установить, отрицательная аномалия фиксирует область утолщения коры, которое происходит здесь не за счет увеличения мощности «гранитно-осадочного» слоя, лежащего выше границы Конрада, а вследствие утолщения «базальтового», или «промежуточного», слоя, расположенного между границами Конрада и Мохо. Отметим, что никаких доказательств взаимопроникновения материала, слагающего «гранитный» и «базальтовый» слои зем-

ной коры за счет тектонических перемещений, не существует.

В отличие от Альп герцинским горным сооружениям Северной Европы не соответствуют участки увеличения мощности коры.

Косвенные данные, свидетельствующие в пользу широкого развития изостатических процессов в юго-западной части США, привел в своей работе Ж. Джиллули [158], показавший отчетливое совпадение основных черт земной поверхности с гравитационными аномалиями в редукции Буге. Наиболее интенсивные отрицательные аномалии точно соответствуют горным поднятиям Сан-Хуан и Элберт в Колорадо. Гравитационные ступени соответствуют морфологически выраженным уступам и окаймляют с южной и западной сторон плато Моголлон и Колорадо. Свое отражение в гравитационном поле находят даже долина р. Колорадо и Долина Смерти.

Плавающие на астеносфере континенты подчиняются тем же законам, что и плоты или айсберги. При таянии вершины айсберг будет всплывать, при увеличении нагрузки на плот последний глубже осядет в воду. Таким же образом эрозия континентов приводит к их компенсационному поднятию, а давление осадочного или ледникового покрова влечет за собой опускание континентальных масс.

Скорость протекания изостатических движений, однако, несопоставима со скоростью всплывания и погружения тел, плавающих в воде. В последнем случае вертикальные перемещения происходят практически мгновенно. Изостатические движения континентов — процесс гораздо более медленный, скорость которого зависит от пластичности вещества в глубинах Земли.

Особенно ярким доказательством изостатических движений земной коры является, вероятно, современное поднятие территорий, перекрытых совсем недавно ледниковым покровом последнего оледенения. Для Балтийского щита (рис. 31), Канады (рис. 32) и других районов развития континентального оледенения построены карты, отражающие величину и скорость гляциоизостатического поднятия.

Современная форма Гренландии напоминает блюдце. Горы, расположенные по периферии острова, обрамляют центральную депрессию, занятую ледниковым покровом. Если ледник растает, блюдцеобразная подледная морфология Гренландии начнет изменяться за счет изостатического поднятия ее центральной части, освобожденной от нагрузки льда.

Изостатическое поднятие может быть также вызвано осушением крупного озера, такого, как, например, оз. Бонневил (рис. 33). Восходящие движения, последовавшие за разгрузкой вод, вероятно, указывают на пониженную здесь вязкость мантии по сравнению с вязкостью мантии, подстилающей Скандинавию [83]. В пользу подобной оценки характеристики мантии под оз. Бонневил свидетельствует то, что в поднятие была вовлечена значительно меньшая по площади территория, что,

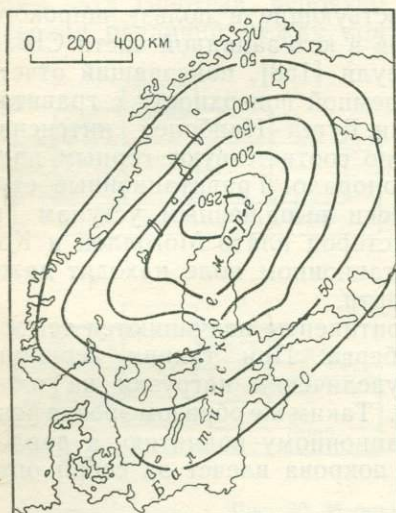


Рис. 31. Изостатическое восстановление топографии Фенноскандии в постледниковое время.

Изолинии поднятия (в метрах) реконструированы на основе данных о положительных деформациях береговых линий, распространении морских организмов и др.

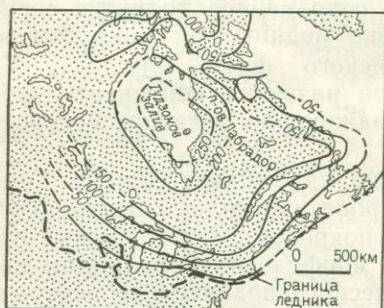


Рис. 32. Изостатическое поднятие северо-восточной части Северной Америки. По Ф. Кингу [238]

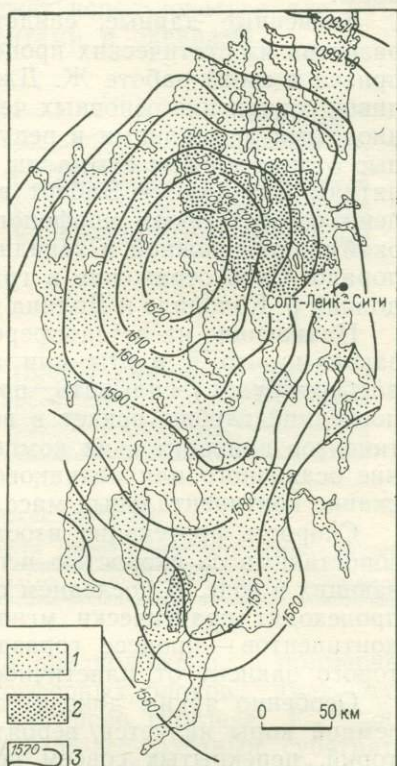


Рис. 33. Изостатическое поднятие района древнего озера Бонневил. По Ф. Кингу [238].

1 — акватория оз. Бонневил в момент его максимального уровня; 2 — современный озерный бассейн; 3 — изолинии деформации береговой линии (в метрах)

в свою очередь, говорит о пониженной мощности здесь астеносферного слоя.

Вертикальные движения литосферных блоков должны компенсироваться перемещением вещества подстилающего слоя в горизонтальной плоскости. Так, например, лодка, погружающаяся под тяжестью груза, вызывает отток воды во все направления. По аналогии погружение Гренландии под тяжестью льда повлечет компенсационное перемещение подкорового материала, направленное от нее в разные стороны. Противоположный случай иллюстрирует поднятие айсберга при таянии его вершины. При этом морская вода будет стремиться занять пространство под всплывающим айсбергом. Подобным образом поднятие горного хребта должно повлечь за собой компенсационный приток материала нижележащих слоев.

Гравитационные аномалии могут быть обусловлены двумя различными причинами: 1) нарушением изостатического равновесия, вызывающим перемещение блоков, стремящихся к его достижению, и 2) повышенной или пониженной плотностью горных пород.

Большинство гравитационных аномалий, вероятно, связано с отклонением плотности вещества, залегающего в глубинах Земли, от средней величины. Так, континенты сложены относительно легким сиалическим материалом, а ложе океанов — более плотной базальтовой симой. Хребтам и высоким плато отвечают отрицательные аномалии, отражающие значительную мощность относительно легкого вещества в их основании. Красному морю свойственна положительная гравитационная аномалия, обусловленная плотным симатическим материалом, слагающим его дно. Рифтовые долины Африки трассируются отрицательными аномалиями поля силы тяжести, связанными со значительной (несколько тысяч метров) мощностью легких осадков, выполняющих рифты.

Глубоководные желоба, подобные Чилийскому и Перуанскому, а также сопровождающие островные дуги Индонезии и западной части Тихого океана, характеризуются отрицательными гравитационными аномалиями. Самое простое объяснение их природы можно предложить, базируясь на аналогии с рифтовыми долинами, т. е. допустив, что отрицательные аномалии вызваны заполняющими желоба легкими осадками. Наряду с этим правомерно рассматривать и динамические причины формирования аномалий, отвечающих глубоководным желобам.

Динамическая интерпретация гравитационных аномалий может проводиться с различных позиций, поэтому сами по себе результаты гравиметрических наблюдений не дают однозначного решения тектонических проблем. Так, например, отрицательные аномалии, соответствующие рифтовым впадинам, первоначально связывались с погружением осевых блоков, вопреки общей тенденции воздымания рифтовой зоны, что, в свою оче-

редь, позволило выдвинуть предположение о надвиговом характере границ рифтов. В то же время многочисленные геологические данные противоречат такой интерпретации рифтовых отрицательных аномалий, что заставляет принять более простое объяснение, согласно которому они обусловлены повышенной мощностью осадков во впадинах. Аналогичная ситуация сложилась при попытках динамической интерпретации гравитационного поля глубоководных желобов. Сначала они рассматривались как особый тип выполненных осадками глубинных дислокаций (так называемые тектоногены). В настоящее время преобладает мнение, что здесь происходит поддвигание литосферных плит в зоны субдукции. Однако нельзя не отметить, что отрицательные аномалии, отвечающие желобам, достаточно просто объясняются и влиянием выполняющих их осадочных толщ [470, см. также с. 292].

Простая модель, известная под названием теории кимато-гении, позволяющая увязать процессы изостазии и горообразования, была предложена Лестером Кингом. Согласно этой модели прогибание коры морских бассейнов происходит вследствие давления осадков, образованных в результате разрушения окраинно-континентальных гор. Поднятие последних также носит изостатический характер, что компенсирует уменьшение мощности коры, связанное с интенсивной эрозией гор. Предполагается, что одновременно с вертикальными изостатическими движениями происходит перемещение подкорового вещества в горизонтальном направлении, осуществляемое посредством пластического течения особого типа. Однажды начавшись, такой процесс не будет затухать из-за постоянного увеличения мощности осадков в зонах осадконакопления и роста окраинно-континентальных горных сооружений.

Одной из положительных сторон этой концепции является возможность контроля правильности построений двумя различными методами: геоморфологическим и стратиграфическим. Первый дает возможность получить информацию о поверхностях выравнивания, второй — о характере эволюции осадконакопления. Естественно, что периоды планации и уменьшения интенсивности эрозии должны соответствовать времени ослабления осадконакопления в морских бассейнах, тогда как периоды поднятия и усиления эрозии горных сооружений — отвечать времени отложения мощных относительно грубообломочных толщ.

Образующийся у горной окраины континента длинный и узкий бассейн осадконакопления во многом похож на геосинклинальный прогиб, строение и особенности формирования которого рассмотрены в гл. 12.

Другим примером тектонических процессов, протекающих под действием гравитационных сил, являются диапировые поднятия вещества пониженной плотности. Особенно ярко это проявляется при росте соляных куполов. Кроме того, подобную

природу, вероятно, имеют восходящие движения некоторых гранитных плутонов, интрузирующих осадочные толщи и приводящих к куполообразным деформациям вмещающих пород. Такие купола и диапиры рассмотрены в гл. 9.

Изостазия и осадконакопление

Как уже указывалось, при аккумуляции осадков у края континента происходит изостатическое погружение уровня осадконакопления вследствие давления на кору со стороны осадочной толщи. Это приведет к тому, что мощность отложений, накапливающихся в подобных условиях, будет превышать первоначальную глубину морского бассейна. Для любого заданного уровня поверхности моря максимально возможную мощность осадков можно вычислить с помощью следующего уравнения: $2,4t = h + 3,4t - 3,4h$ (где h — величина подъема уровня моря; t — мощность осадочных пород; $2,4$ г/см — плотность осадочных пород; $3,4$ г/см — плотность мантии).

При упрощении уравнение приводится к виду $t = 2,4h$.

Используя эту зависимость, Г. Бонд [29] рассчитал, что во время поздне меловой трансгрессии при подъеме уровня моря на 310 м мощность осадочных пород, накопившихся на затопленных окраинах континентов, могла составлять 700 м.

Приведенное уравнение позволяет вычислить некоторую идеальную величину изостатического прогибания земной коры под тяжестью осадков. В действительности, развитию этого процесса будут противодействовать как вязкие, так и пластические свойства коры [444]. Поэтому для получения реальной, а не завышенной мощности осадков необходимо вводить соответствующую поправку, которая была рассчитана Р. Уолкотом [445].

Осадконакопление не только является причиной погружения бассейнов седиментации, но и вызывает поднятие прилегающих областей размыва. Если длина топографической волны (т. е. расстояние между осевыми зонами областей размыва и осадконакопления) значительна, то образуются структуры типа сводов. При небольшой длине топографической волны возникающие напряжения могут превысить предел пластичности пород фундамента, что вызовет развитие разломов и формирование грабенов и горстов [444].

ТЕПЛОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Представление о том, что Земля первоначально представляла собой раскаленное тело, вызывает большие сомнения. Скорее всего ее разогрев произошел позже, в результате столкновений и гравитационного сжатия частиц околосолнеч-

ного газово-пылевого облака в процессе формирования нашей планеты. Первичная тепловая энергия расходовалась на повышение температуры в недрах Земли. Кроме того, значительная ее часть терялась при излучении в космическое пространство. Так как Земля характеризуется плохой теплопроводностью, примерно за 5 млрд. лет ее существования она потеряла за счет излучения только около 50 % своего первичного тепла. Остальная часть тепла Земли образовалась за счет распада радиоактивных изотопов, главным образом урана, калия и тория. Содержание урана в гранитах превышает его концентрацию в базальтах почти в 5—7 раз, радиоактивного изотопа калия почти в 3 раза, а тория в 4,5—6 раз*.

Тепловой поток

При продвижении в глубь Земли происходит повышение температуры. Вблизи поверхности на нее оказывают влияние климат и подземные воды, однако ниже температура повышается в среднем примерно на 20 °C на 1 км. Величина температурного градиента колеблется от 10 до 50 °C/км, что в большей степени зависит от теплопроводности пород. Такое относительно быстрое увеличение температуры с глубиной характерно только для близповерхностных горизонтов земной коры. Об этом говорят результаты изучения алмазов из кимберлитовых трубок. Алмазы превращались в графит при температурах, превышающих 1100 °C, хотя давление, необходимое для их формирования достигалось, судя по минеральным ассоциациям в кимберлитах, только на глубине 150 км.

Уравнение для расчета теплового потока имеет следующий вид: $Q = -Kr$ (где Q — тепловой поток; K — коэффициент теплопроводности; r — температурный градиент). Минус перед правой частью уравнения означает, что тепло распространяется от зон с высокой температурой к зонам с низкой температурой. Именно поэтому происходит рассеивание тепловой энергии Земли в космическом пространстве.

Значительный интерес представляет теплопроводность наиболее распространенных пород. Коэффициент теплопроводности гранитов равен $5-7 \times 10^{-3}$ кал/(см·с·°C), базальтов $4,0 \times 10^{-3}$ кал/(см·с·°C). Поэтому континенты обладают значительно большей теплопроводностью, чем океаны.

Для оценки величины плотности теплового потока используется специальная единица измерения HFU**. Эта единица

* Распространенность U и Th в горных породах дана редактором перевода по А. П. Виноградову (1962), ибо цифры К. Оллиера имеют ориентировочный характер.

** HFU (heat-flow unit) — единица плотности теплового потока. 1 HFU равняется 1 мккал/(см²·с).

до сих пор применяется в практике. В единицах СИ плотность теплового потока измеряется в кВт/см². Для перехода от единиц СИ к HFU величина, полученная в международной системе единиц, должна быть умножена на 23,9. Вертикальный температурный градиент измеряется обычно в °С/км. В международной системе для этого используется единица в тысячу раз меньшая — К/м.

Приведем некоторые средние величины теплового потока (в HFU).

Континенты:

- 1) районы развития докембрийских толщ — менее 1;
- 2) палеозойские складчатые пояса — 1,5;
- 3) кайнозойские складчатые пояса — 1,7;
- 4) области кайнозойского вулканизма — 2,1.

Океаны:

- 1) Атлантический — 1,4;
- 2) Индийский — 1,4;
- 3) Тихий — 1,7;
- 4) окраинные моря — 2,13.

Как показал Т. Ли [259], величина теплового потока будет меняться в периоды активного развития денудационных процессов. В это время тепловой поток будет несколько увеличиваться, причем его увеличение зависит от скорости и продолжительности эрозии. Рост теплового потока продолжается до тех пор, пока горные породы, слагающие верхнюю часть коры и содержащие повышенное количество радиоактивных элементов, не будут эродированы. После прекращения активной эрозионной деятельности потребуется значительное время (составляющее $\frac{1}{5}$ продолжительности эпохи размыва) для достижения постоянной величины теплового потока.

Величина теплового потока в различных регионах варьирует в широких пределах. Так, в Сьерре-Неваде и межгорных плато установлены низкие его значения, а в Береговом хребте (Калифорния), Скалистых горах, в Провинции Бассейнов и Хребтов, а также в штате Айдахо и восточной части штата Юта, напротив, высокие. Средние значения плотности теплового потока в океанах равны примерно 1,4 HFU. Однако в срединно-океанических хребтах эта величина возрастает до 1,9 HFU, а в глубоководных желобах наблюдается аномально низкий тепловой поток — 1,1 HFU. Правда, на некотором удалении от желоба в обе стороны величина теплового потока увеличивается.

Результаты измерения теплового потока могут использоваться для классификации окраинных морей. В зависимости от величины теплового потока выделяются два различных их типа: активные — отличающиеся повышенным тепловым потоком, связанным с развитием в настоящее время процессов спрединга; неактивные — характеризующиеся низким тепло-

вым потоком и осадочным чехлом значительной мощности, обусловленными прекращением спрединга.

Поскольку увеличение числа измерений повышает точность наблюдений, с ростом количества геофизических данных наши знания о строении Земли постоянно пополняются. Тем не менее приток новой информации о характере теплового потока повлек за собой не уменьшение, а скорее увеличение числа нерешенных проблем. Так, например, в процессе исследований, проведенных Р. Андерсеном и М. Хобартом [6] в восточной части Тихого океана, были обобщены результаты почти 800 измерений теплового потока. В итоге была установлена зависимость величины теплового потока от возраста тех или иных участков океанического дна. Оказалось, что для оси срединно-океанического хребта характерны меньшие значения теплового потока, чем это ранее предполагалось. На некотором расстоянии от оси величина теплового потока возрастает, маркируя, вероятно, зону перехода от преимущественно конвективного переноса тепла к кондуктивному, осуществляющемуся за счет теплопроводности пород. В еще более удаленных и соответственно более древних зонах хребта величина теплового потока вновь понижается, как это и предусматривается моделью кондуктивного охлаждения.

Аналогичный характер зонального распределения теплового потока свойствен Галапагосскому центру спрединга. Возраст переходной зоны составляет здесь 5—6 млн. лет, в то время как в Восточно-Тихоокеанском хребте он равняется 10—15 млн. лет. Для того чтобы понять разницу в возрасте, необходимо наряду со скоростью спрединга учитывать интенсивность осадконакопления.

Средняя величина плотности теплового потока всех океанов и морей равна 1,65 HFU, а всех континентов 1,49 HFU. Эти данные, свидетельствующие о более сильном в целом тепловом потоке в океанах, чем на материках, позволяют говорить о существовании некоего загадочного источника тепла под океаническими бассейнами.

Распределение тепла и радиоактивность

Величина теплового потока в различных в геоморфологическом отношении областях континентов и океанов варьирует в узких пределах. Объяснить это не так уж трудно. Гораздо более сложной проблемой является примерное равенство теплового потока на континентах и в океанах. Континентальная кора характеризуется значительно большей, чем океаническая, концентрацией радиоактивных элементов, содержащихся главным образом в гранитах. Допустив, что последние слагают половину мощности континентальной коры, весь характерный для континентов тепловой поток можно объяснить распадом радиоактивных элементов гранитоидов.

В отличие от гранитов базальты бедны радиоактивными веществами, поэтому тепловой поток океанов должен генерироваться в максимально глубоких подкоровых горизонтах. В связи с этим возникает вопрос: почему на континентах не наблюдается более высокий тепловой поток, обусловленный суммированием тепла, поступающего из мантии и связанного с распадом радиоактивных элементов, содержащихся в гранитах? Один из возможных ответов — экранирование мантийного теплового потока континентальной корой. С этих позиций становится понятной большая мощность астеносферного слоя под континентами, чем под океанами, и соответственно более благоприятные условия развития изостатических и других тектонических движений в континентальных областях.

Как показал Ж. Сасс [359], с энергетической точки зрения тепловой поток — наиболее мощный из всех природных явлений нашей планеты. Энергия, которая при этом выделяется, на несколько порядков превышает энергию землетрясений, вулканических процессов и тектонических движений, вместе взятых. Однако необходимо иметь в виду, что энергия эндогенного теплового потока сквозь земную поверхность крайне мала по сравнению с энергией, которую Земля получает от Солнца. Величина последней равняется 2 кВт/см^2 и почти в 1000 раз превышает суммарную геотермальную энергию. Энергия, поступающая из космического пространства, по-видимому, почти в 5000 раз превышает приток энергии из глубин Земли, так как та часть энергии Солнца, которая задерживается атмосферой, тоже участвует в геологических процессах, таких, например, как эрозия и другие виды денудации.

П. Инглэнд и С. Ричардсон [127] обратили внимание на сильное влияние деструктивных экзогенных процессов на распределение температур в толще континентальной коры. Как показали эти исследователи, конвекция тепла, связанная с тектоническими поднятиями разогретых на глубине масс горных пород и последующим их эрозионным срезом, является таким же мощным средством передачи энергии в верхние горизонты литосферы, как радиогенное нагревание или приток мантийного тепла. Следовательно, реальная температура эродируемых горных регионов превышает ту, которая предсказывается исходя только из последних двух факторов. В районах с мощной континентальной корой эрозионно-денудационные процессы могут выступать в роли важнейших причин, определяющих литостатическое давление и температуру на определенных глубинах, т. е. параметры, обуславливающие образование тех или иных минеральных ассоциаций.

Весьма вероятно, что количество энергии, получаемое из космического пространства, более чем достаточно для протекания тектонических процессов, обусловленных экзогенными процессами — эрозией континентов, транспортировкой осадков и

их аккумуляцией. Экзогенное воздействие, таким образом, может управлять глубинными потоками вещества в недрах Земли, вызывая изостатически поднятия и опускания, определяя строение поверхности континентальных областей.

Подобный механизм, однако, непригоден для объяснения формирования основных черт строения дна океанов. В частности, спрединг океанического дна, несомненно, протекает за счет эндогенной энергии. Учитывая известные скорости генерации глубинной энергии, спрединг, возможно, использует большую ее часть.

Концепция дрейфа континентов была первой современной гипотезой, рассматривающей глобальные закономерности строения земной поверхности. В соответствии с ней предполагалось, что континенты дрейфуют по «моря» подкорового материала, причем океанические днища весьма пассивно участвуют в этом процессе. Выдвинутая позднее теория спрединга предусматривала формирование новых участков океанического дна в зонах спрединга и его разрушение под окраинно-континентальными желобами и островными дугами, которые рассматриваются в качестве поглотителей этой системы. При формировании зоны спрединга в континентальных условиях происходят раскалывание и раздвижение континентальной коры с образованием на месте разрыва нового океана.

Концепция тектоники плит пришла на смену прежним представлениям о дрейфе континентов и спрединге океанического дна. При этом допускается, что литосферные плиты состоят, как правило, из участков океанической и континентальной коры. Кроме того, предусматривается, что перемещение плит происходит не вдоль границ Конрада или Мохо, а по низкоскоростному астеносферному слою. С этих позиций литосфера характеризуется большей жесткостью и плотностью и включает как сиаль, так и симу, как континенты, так и дно океана. Именно поэтому плитотектоника дает более четкую картину развития поверхности Земли, чем гипотеза континентального дрейфа или концепция спрединга, каждая из которых рассматривает лишь одну сторону единого процесса.

Таким образом, под тектоникой плит понимается основополагающая концепция, согласно которой земная кора подразделяется на несколько самостоятельных плит (рис. 34), а основные особенности тектонического строения приповерхностных геосфер связаны с процессами, активно протекающими в крайних участках плит. Кроме того, рассматриваемая концепция предполагает формирование новой океанической коры в зонах спрединга и ее разрушение в зонах субдукции. На рис. 35 изображена плитотектоническая модель, в пределах которой извержение материала астеносферного поднятия, расположенного под осевой зоной срединно-океанического хребта, приводит к формированию новых участков океанического дна. Литосферные плиты (одну из них образуют Южная Америка и западная часть Южной Атлантики, а другую — Африка и восточная половина Южной Атлантики) расходятся в противоположных направлениях. Прирост новой литосферы уравни-

новешивается разрушением (поглощением) такого же ее количества в зоне субдукции, где литосферная плита погружается в мантию. Однако если на западной периферии Южной Америки зона субдукции имеется, то в краевой зоне Африки наблюдается прямо противоположная картина, поскольку океани-

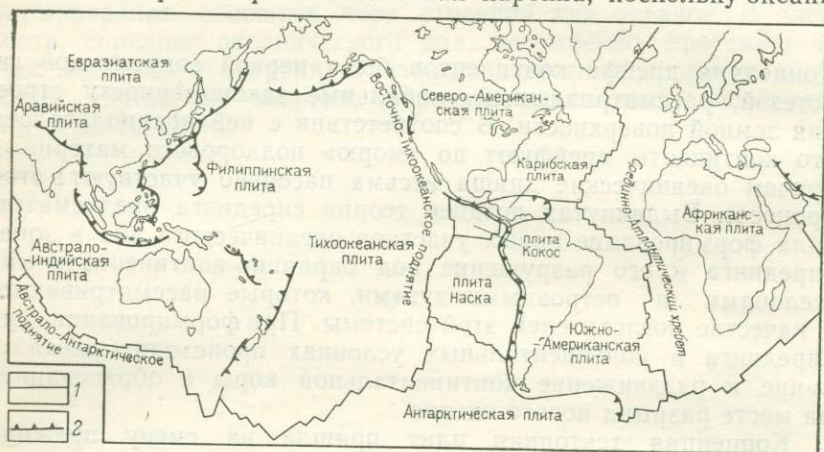


Рис. 34. Главные плиты, подводные хребты и зоны субдукции в представлении сторонников плитотектоники.

1 — оси хребтов; 2 — зоны субдукции



Рис. 35. Динамическая плитотектоническая модель

ческое дно, расположенное к востоку от Африки, движется по направлению к ней от Атлантико-Индийского хребта. Вероятно, наряду с Африкой Атлантико-Индийский хребет также дрейфует по направлению от Срединно-Атлантического хребта со скоростью примерно в 2 раза большей, чем Африка. Плитотектонические модели могут быть и более сложными. Об этом свидетельствуют многочисленные, отличные друг от

друга модели, приводимые в работах различных авторов. В 70-е годы нашего столетия тектоника плит стала господствующей гипотезой в геологии, и ее пытаются использовать при объяснении почти всех эндогенных явлений.

В первую очередь обратимся к некоторым картам, показывающим распределение на земной поверхности главных проявлений эндогенной активности литосферы.

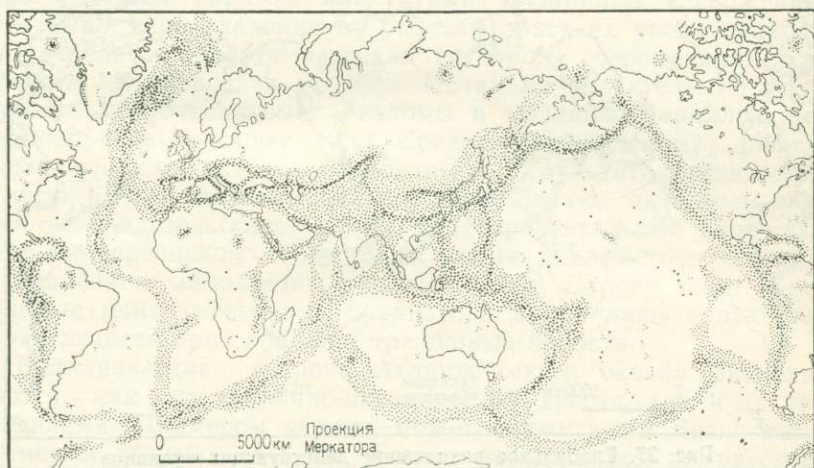


Рис. 36. Глобальное распределение сейсмической активности

Особенности глобального распространения землетрясений иллюстрирует рис. 36. Землетрясения контролируются двумя главными типами структур: во-первых, зонами спрединга, совпадающими с подводными хребтами и определяющими позицию близповерхностных землетрясений, и, во-вторых, зонами субдукции или глубоководными желобами, приуроченными к периферии Тихоокеанского кольца, которые контролируют большинство глубоководных землетрясений. Ограниченная (по числу землетрясений) сейсмическая активность характерна также для крупных зон разломов и рифтогенных структур, причем последние могут рассматриваться как зарождающиеся зоны спрединга.

Таким образом, хотя размещение остальных очагов землетрясений и не находит объяснения с точки зрения рассматриваемой концепции, общая картина глобальной сейсмичности позволяет уверенно разделить земную поверхность на ряд участков, очень хорошо согласующихся с литосферными плитами, предполагаемыми новой глобальной тектоникой. Именно с этих позиций можно довольно просто понять закономерность распространения землетрясений, маркирующих главным образом участки активного взаимодействия плит — зоны спрединга и субдукции.

На рис. 37 показана очень похожая модель. Вулканы размещаются вдоль осей спрединга и вблизи зон субдукции, причем каждому из указанных типов структурных обстановок свойствен вулканизм определенного состава. В зонах спрединга происходят в основном излияния базальтов, в зонах субдукции — андезитов. Для некоторых рифтогенных областей харак-

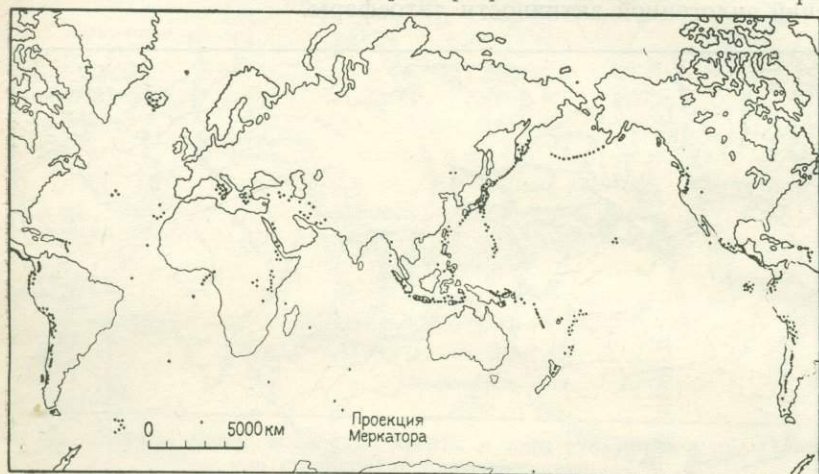


Рис. 37. Глобальное размещение действующих вулканов

терен щелочной вулканизм. Следовательно, концепция тектоники плит позволяет удовлетворительно объяснить не только особенности сейсмической активности, но и глобальные закономерности размещения и характера проявления вулканической деятельности. Единые границы крупных плит подтверждаются, кроме того, геохимическими и гравиметрическими данными, а также результатами измерения теплового потока. Все это позволяет отметить, что, несмотря на дискуссионность некоторых положений плитотектоники, ее разработка является крупным достижением геологической науки.

Как уже отмечалось краевые участки литосферных плит выступают в качестве зон активного тектогенеза. По характеру протекающих здесь процессов они подразделяются на три типа: 1) зоны спрединга; 2) зоны столкновения; 3) зоны скольжения. Последняя подразумевает проскальзывание одной плиты относительно другой.

ЗОНЫ СПРЕДИНГА

Этот случай наиболее простой. Предполагается, что подводные океанические хребты в определенной степени образовались благодаря восходящему движению магматических расплавов. Перемещение магмы к поверхности вызвало многочисленные вулканические извержения, в том числе подводные излияния лав, внедрение большого количества параллельных осевому рифту крутопадающих даек и, наконец, формирование подня-

тия. Землетрясения тяготеют здесь к верхней части коры и связаны с деформациями растяжения и вертикальными перемещениями.

Геоморфологию области рифтогенеза можно охарактеризовать на примере Исландии, представляющей собой расположенный над уровнем моря горстовый фрагмент Срединно-Атлантического хребта. Породы, слагающие остров, представлены главным образом продуктами трещинных извержений, причем по мере удаления от рифта возраст их увеличивается. За пределами области развития активного современного вулканизма в строении рельефа Исландии значительную роль играют многочисленные разломы и трещины, параллельные срединно-океаническому (или Срединно-Исландскому) рифту. Указанные трещины образованы в результате растяжения и могут быть выполнены дайками. Это, однако, ни в коем случае не свидетельствует о том, что горизонтальные движения плит поперечником несколько тысяч километров связаны с внедрением маломощных дайковых тел. Скорее всего перемещение плит имеет иные причины, а дайки лишь заполняют образующиеся при спрединге трещинные полости.

Вулканические острова Атлантического океана располагаются как на срединно-океаническом хребте, так и за его пределами. Примером первых может служить о-в Вознесения, примером вторых — о-в Св. Елены, находящийся на расстоянии 700 км от хребта.

Тузо Вильсон провел весьма схематичное сопоставление возраста островов Атлантического океана и их расстояния до срединно-океанического хребта, полагая, что все вулканические острова Атлантики первоначально сформировались в зоне рифта и лишь затем были перемещены в сторону от него вследствие спрединга. Подобные представления, по-видимому, не совсем справедливы, так как остается необъяснимой длительная (в течение нескольких миллионов лет) вулканическая активность некоторых островов, удаленных на значительное расстояние от срединно-океанического рифта. Так, извержения на островах Тристан-да-Кунья происходят вплоть до настоящего времени (последняя вспышка вулканической активности датируется здесь 1961 г.), хотя они находятся в 350 км от Срединно-Атлантического хребта.

ЗОНЫ СТОЛКНОВЕНИЯ ПЛИТ

Зоны столкновения отличаются большим разнообразием тектонических ситуаций, чем зоны спрединга.

Столкновение типа: континент-океан с субдукцией

Этот наиболее характерный класс столкновений (из предусматриваемых тектоникой плит), в свою очередь, подразделяется на два типа.

Простая субдукция (андийский тип). Типичный пример такого взаимодействия литосферных плит — западная окраина южной половины Южной Америки. Материк надвигается на океаническую плиту, которая «заталкивается» под континентальную. Погружающаяся плита плавится, а образующаяся при этом на глубине андезитовая магма внедряется в толщу коры и затем извергается на дневную поверхность. Направление движения океанической плиты фиксируется закономерным распределением сейсмичности в толще литосферы. Гипоцентры землетрясения по мере удаления в глубь континента располагаются все на больших и больших глубинах. Их совокупность образует наклонную зону повышенной сейсмичности, названную в честь ее первооткрывателя зоной Беньофа. В процессе столкновения происходят воздымание окраины континента и формирование горных сооружений (Анды). Положение зоны столкновения плит маркируется Чилийским глубоководным желобом [102]. Подобные желоба представляют собой наиболее погруженные участки океана и часто достигают глубины более 10 тыс. м.

В некоторых случаях наклон поддвигающейся под континент океанической плиты может не увеличиваться, а, напротив, становиться все более пологим. В такой ситуации происходит прекращение вулканической деятельности и возобновление роста поднятий. Подобный вариант субдукции

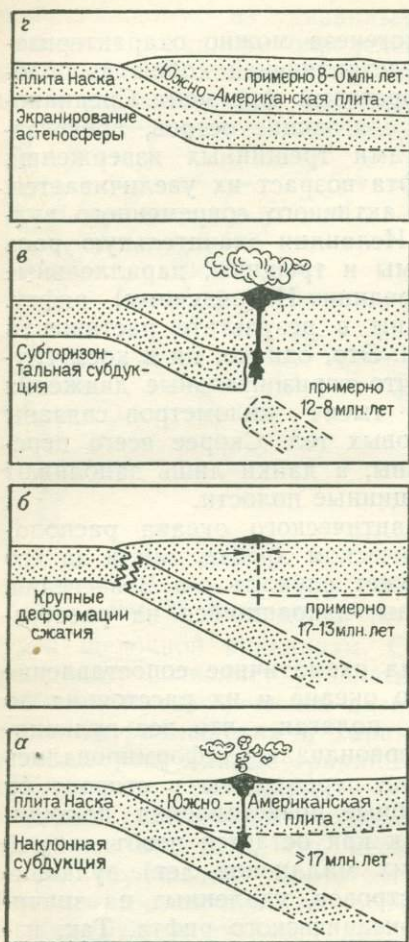


Рис. 38. Стадии тектонического и магматического развития Центрального и Северного Перу в течение поздней и северной части времени и их связь с вероятными изменениями геометрии зоны субдукции. По Д. Ноблу и Е. Макки [309].

Крапом показана литосфера; а — умеренная магматическая активность; б — возможное отделение плиты; в — поднятие, интенсивная магматическая деятельность; г — возобновленное поднятие (около 5 млн. лет назад практически полностью прекращается магматическая активность, которая проявляется только вдоль секущих разломов в погружившейся плите)

предполагался М. Баразанги и Б. Айзексом [19] для плиты Наска, погружающейся под Южно-Американский континент в районе Перу. Эти представления получили дальнейшее развитие в работе Д. Нобла и Е. Макки [309] (рис. 38).

Островодужный тип субдукции. На карте западного побережья Тихого океана можно увидеть множество островов, вытянувшихся в одиночные или двойные дугообразные в плане гирлянды, расположенные на некотором удалении от континента. Со стороны океана перед фронтом островных дуг проходят глубоководные желоба, очень похожие на Чилийский и Перуанский желоба у берегов Южной Америки. Как и там, западнотихоокеанские желоба маркируют выход на земную поверхность зоны Беньофа, наклонно уходящей под континент. Глубина гипоцентров происходящих здесь землетрясений достигает нескольких сот километров.

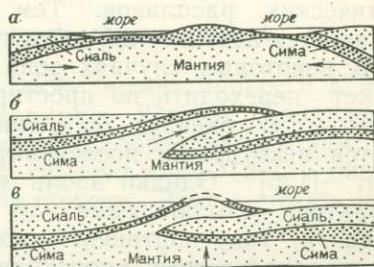
Большинство островных дуг отличается индивидуальными особенностями строения. Одни дуги раскрыты к востоку (Индонезийская дуга), другие характеризуются отсутствием в тыловой зоне континентальных масс (Южные Сандвичевы острова), третьи (Соломоновы острова), обладая всеми признаками островных дуг (смежный глубоководный желоб и зона Беньофа), не имеют классической дугообразной формы и отличаются прямолинейностью. Несмотря на многие дискуссионные вопросы, которые будут рассмотрены ниже (см. гл. 13), можно сказать, что островные дуги представляют собой один из наиболее ярких в геоморфологическом и тектоническом отношении тип морфоструктур, формирующихся, по-видимому, в зонах сочленения литосферных плит.

Столкновение типа: континент-океан с субдукцией

В некоторых зонах столкновения океаническая плита не столько поддвигается под континент, сколько надвигается на него. На о-ве Новая Гвинея плита основных пород, аналогич-

Рис. 39. Эволюция массива Трудос (о-в Кипр) в процессе обдукции. По И. Гессу и Д. Массон-Смиту [152].

а — формирование интрузивного сводового поднятия дна Тетиса между Африкой и Евразией; *б* — поддвижение фрагмента сиалического слоя в мантию, часть которой, в свою очередь, перекрывает сиаль (обдукция) при сближении Африки и Евразии; *в* — изостатическое поднятие глубокопогруженного сиала с выталкиванием вверх гипербазитов и ассоциированных с ними пород мантии



ных по петрологическому составу, текстуре и структуре породам, слагающим типичную океаническую кору, формирует горы гипербазитового пояса Папуа. Другой пример — горы Трудос на Кипре (рис. 39), где пронизанные дайками океанические породы надвинуты на континентальные толщи. В отличие от термина *субдукция*, используемого для обозначения поддвигания океанической плиты под континент, рассматриваемый процесс именуется *обдукцией*.

Столкновение типа: континент-континент (гималайский тип)

Как предполагается, наиболее яркий пример такого рода — это столкновение между основным массивом Азии и Индией. Геологические данные свидетельствуют, что ранее Индия составляла единое целое с южными континентами Гондваны и вплоть до мезозойского времени обладала свойственной им фауной, а также подвергалась вместе с ними оледенениям. В дальнейшем Индия отделилась и стала перемещаться с большой скоростью (16 см/год) в северном направлении до тех пор, пока она не столкнулась с Азиатским материком. Подобные представления подтверждаются, в частности, развитием в Индийском океане процессов спрединга.

В течение некоторого промежутка времени часть огромного морского бассейна (море Тетис в мезозойское и раннетретичное время) оказалась зажатой между двумя континентальными плитами, и после того как Индийская плита стала поддвигаться под Азиатскую, дно гималайского участка Тетиса испытало дробление и воздымание. Дальнейшее развитие рассматриваемого процесса привело к формированию континентальной коры, вдвое превышающей по мощности нормальную. Изостатическая компенсация этих масс (см. с. 41) повлекла за собой формирование высочайшего в мире Тибетского плато, во фронтальной части которого располагаются высочайшие в мире горы — Гималаи. Вулканическую пассивность этого стыка плит можно объяснить «сдвоенностью» коры, которая является слишком мощной и поэтому непроницаемой для магматических расплавов. Тем не менее данная граница плит отличается повышенной сейсмической активностью (см. рис. 36).

В некоторых случаях зона столкновения двух континентов может переходить по простиранию в зону столкновения континента и океана. Так, линия Загрос—Макран рассматривается некоторыми исследователями как граница сходящихся плит [136]. Однако вдоль этой линии отмечается изменение характера столкновения: от надвига Загроса, где оно относится к типу континент — континент, к району Макроса, где, как предполагается, происходит субдукция океанической коры. С юга на север (в поперечном к оси направлении) хребет

Макран становится все выше, древнее и деформированнее. Еще дальше к северу отмечаются прогибающиеся впадины и расположенные за ними действующие* вулканы (рис. 40).

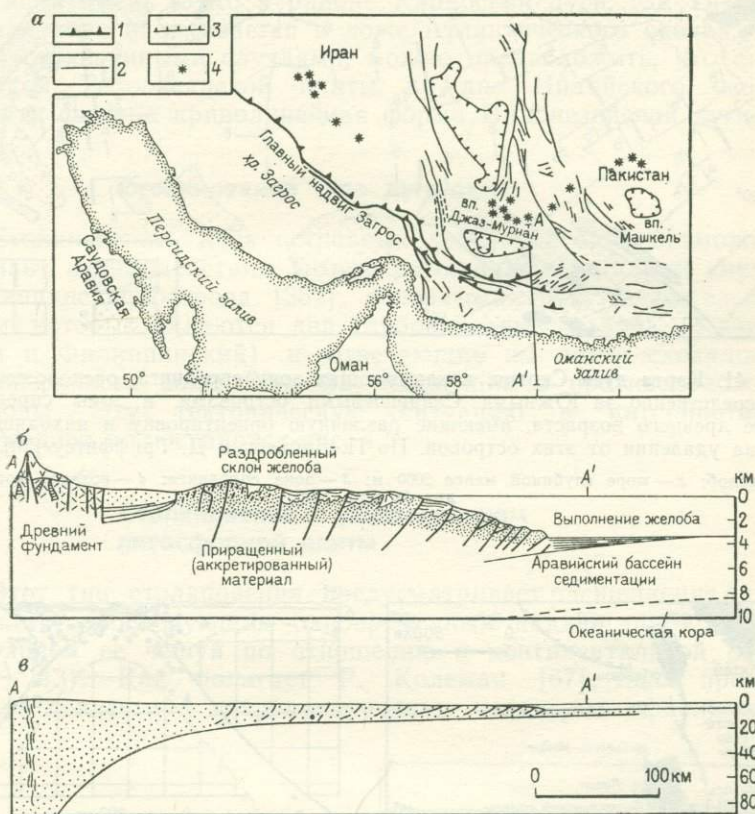


Рис. 40. Тектоническая схема района Загрос—Макран (а); схематический профиль по линии А—А' (б); профиль по линии А—А' в реальном масштабе, показывающий возможное отношение погружающейся литосферы к тектоническим структурам (в). По Г. Фарходи и Д. Кариджу [136].

1 — надвиги; 2 — разломы; 3 — впадины; 4 — четвертичные вулканы

Столкновение типа: океан-океан

Этот тип столкновения плит также может привести к формированию островной дуги. Например, Южные Сандвичевы острова (дуга Скоттия), по-видимому, образовались там, где в результате спрединга узкий выступ коры Тихого океана давит на океаническую кору Атлантики. Этот контакт лито-

* Вулканы Юго-Восточного Ирана Боннан и Кух-и-Тэфтан находятся в состоянии сольфатарной деятельности.— Прим. ред.

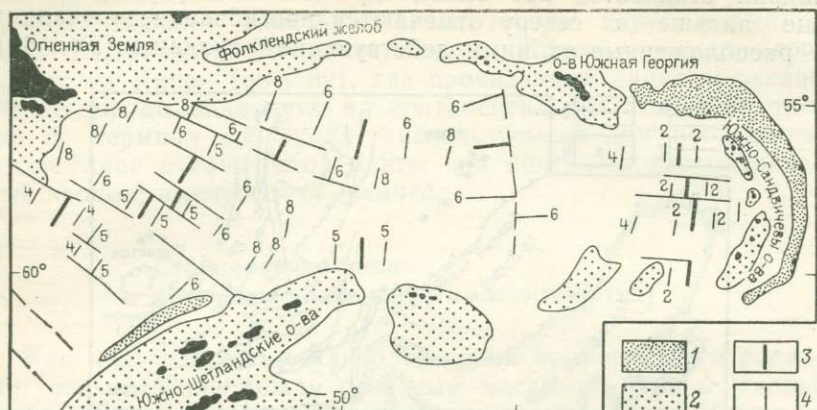


Рис. 41. Карта дуги Скотия, показывающая зону спрединга, расположенную непосредственно за Южными Сандвичевыми островами, и зоны спрединга более древнего возраста, имеющие различную ориентировку и находящиеся на удалении от этих островов. По П. Баркеру и Д. Гриффитсу [20].

1 — желоб; 2 — море глубиной менее 2000 м; 3 — зона спрединга; 4 — возраст морского дна (в млн. лет)

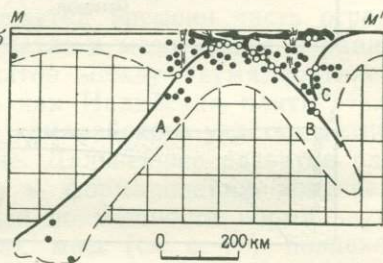


Рис. 42. Плитотектоническая карта района Филиппинских и Молуккских островов (а). Профиль через Молуккский пролив и прилегающие акватории (б). По Д. Роедеру [352].

Черное — кора, белое — литосфера с тремя погружающимися плитами: А, В и С; точки — фокусы землетрясений, сторона ячейки фоновой сетки равна 100 км

сферных плит характеризуется наличием желоба, сейсмофокальной зоны, двух зон спрединга и активной вулканической деятельностью (рис. 41). В какой-то степени аналогичная ситуация имеет место в районе Карибской дуги, где Тихоокеанская кора вдавливается в ложе Атлантического океана. Наряду с указанными случаями, можно предположить, что с давлением Тихоокеанской плиты на дно Индийского океана отчасти связана криволинейная форма Индонезийской дуги.

Столкновение типа: дуга-дуга

Столкновение двух островных дуг — еще один возможный вариант взаимодействия литосферных плит. Примером служат Филиппинские острова [352], основными структурными элементами которых являются два глубоководных желоба (Манильский и Филиппинский) и отвечающие им почти сходящиеся у поверхности зоны Беньофа, падающие в противоположные стороны. Эту тектоническую ситуацию в интерпретации Д. Роедера иллюстрирует рис. 42.

Столкновение с расщеплением литосферной плиты

Этот тип столкновения предусматривает расщепление одной из плит с последующим одновременным надвиганием и подвиганием ее чешуй по отношению к континентальной плите (рис. 43). Как полагает Р. Колеман [67], такой процесс может привести к интродуцированию некоторых офиолитовых

Рис. 43. Тектоническое расслаивание литосферной плиты. По А. Смигу [383].

Континентальная плита жестко, подобно скреперу, соскабливает материал с погружающейся плиты и обуславливает его перемещение на свой передний край



комплексов в краевые зоны континента. С помощью подобного механизма Х. Лаубшер [255] объясняет соскабливание части аллохтонных океанических осадков с поддвигающейся плиты в Северных Апеннинах, а Е. Оксбург [330] — глубокий метаморфизм тектонических покровов. Существенным моментом этой концепции является то, что толщи, надвинутые на континент в виде чешуй, падают в направлении, противоположном наклону подвигающейся под континент плиты.

ДРУГИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПЛИТОТЕКТОНИКИ

Малые океанические бассейны

Ряд небольших морей может рассматриваться не как простое продолжение океанических бассейнов в область континентального шельфа, а как специфические геоморфологические образования (см. гл. 13). Они обладают аномальной корой, промежуточной по мощности между корой континентов и океа-

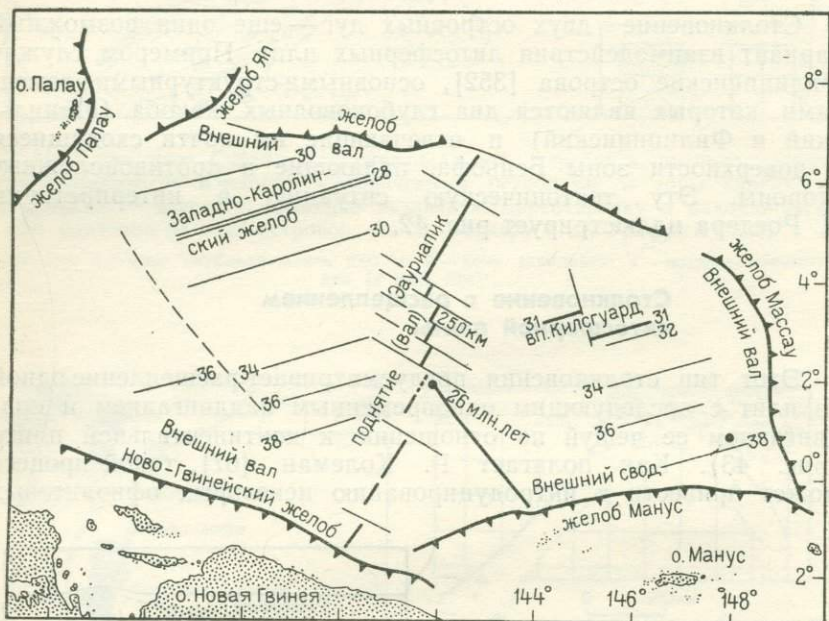


Рис. 44. Тектоническая схема Каролинской впадины.

Две отчетливые зоны спрединга отвечают не подводным хребтам, а желобам. Однако самым молодым и также отчетливо выраженным центром спрединга, активным примерно на протяжении последних 5 млн. лет, служит хребет Зауриапик

нов, но имеющей симатический состав, и характеризуются наличием признаков зон спрединга либо активных вплоть до настоящего времени, либо уже прекративших существование. Выделяются два основных типа подобных морей: моря с древней корой, сохранившейся за барьером островных дуг или выступов континента, и новообразованные моря. Так, южная часть Каспийского моря и Черное море характеризуются древними зонами спрединга и соответственно древней корой. Подобные им морские бассейны выполнены толщей осадков, более мощной, чем осадочный покров глубоководных частей океанов.

Окраинным бассейнам, расположенным между континентом и островными дугами, также отвечают небольшие зоны спрединга, обрамляющие континенты (см. гл. 13). Разрастание морского дна в одних краевых морях активно происходит и в настоящее время (морской бассейн, ограниченный дугой Скотия); в других формирование морского дна завершилось в далеком прошлом (Коралловое море, активно развивавшееся в интервале 60—20 млн. лет назад); в третьих активизация процессов спрединга проявлялась неоднократно (Соломоново море, образовавшееся 20 млн. лет назад, а затем возобновившее расширение своего дна примерно 3 млн. лет назад).

В Каролинском бассейне, расположенном между о-вом Новая Гвинея и Филиппинскими островами, зоны спрединга имеют аномальную геоморфологическую выраженность (рис. 44). В их роли выступали здесь Западно-Каролинский желоб и желоб Килсгард, закончившие свое активное развитие соответственно 28 и 31 млн. лет назад. В дальнейшем зона спрединга проходила по хребту Эауриапик, где, во всяком случае, 5 млн. лет назад происходило расширение морского дна [279]. Хотя при установлении местоположения осей спрединга и учитывалось строение рельефа, генезис его форм и комплексов в данном районе бывает весьма различен. Никто заранее не мог представить, что в роли зоны спрединга может выступать желоб, или предположить возможность нисходящей инверсии существовавшего здесь ранее хребта. Поэтому вряд ли правомочно отождествление всех желобов с зонами субдукции.

Тройное сочленение плит

Тройным называется сочленение трех плит, напоминающее по форме латинскую букву Y. В данном случае здесь сходятся три зоны спрединга. Примером подобного рода является сочленение Атлантической и Тихоокеанской плит, а также плиты Наска. С тройным сочленением, вероятно, в общем случае связано формирование новых границ плит, хотя довольно часто только две из сходящихся зон спрединга развиваются активно, в то время как третья отмирает. Такая «несостоявшаяся» ось спрединга является важной в тектоническом отношении структурой и называется авлакогеном.

ПЛИТОТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ

Касаясь геоморфологического выражения границ литосферных плит, следует отметить следующее. Совершенно очевидно, что существует определенная корреляция между особенностями строения рельефа земной поверхности и границами плит. Однако она далеко не совершенна. Кроме того, ряд поло-

жений этой концепции, привлекаемых для объяснения механизма горообразования, весьма ненадежны и требуют дополнительных доказательств. Это относится к изменению направления субдукции на противоположное, смене местоположения зон субдукции и другим, подобным сложным случаям. Нельзя исключить возможность связи некоторых горных систем с палеозонами субдукции. Соответственно при изучении природы горообразования мы можем не только опираться на современную тектонику плит, но и учитывать аналогичные процессы, происходившие в прошлом. Таким образом, несмотря на то что отдельные моменты концепции тектоники плит чрезвычайно важны для понимания картины окружающего нас мира, эта гипотеза сама по себе не в состоянии объяснить все особенности морфологического строения земной поверхности.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ В ПРОШЛОМ

В Мировом океане, вероятно, нет участков дна с возрастом древнее юры. Все данные, которыми мы располагаем, свидетельствуют о начале дрейфа в юрское время, после раскола Панген. Что же происходило до этого?

Наиболее широко распространено предположение о неоднократном в истории Земли распаде и слиянии континентальных масс. Если это так, то резонно допустить, что рост палеоконтинентов происходил за счет приращения горных поясов, подобно тому как это имело место в Северной Америке. Другой возможный способ предусматривает аналогии с Индией и Азией, перемещение, столкновение и спайку двух континентов с вероятным формированием горных цепей, похожих на Гималаи. Такой двоянный континент может впоследствии соединиться с другими континентальными массивами до тех пор, пока в конечном итоге не произойдет слияние всех материков либо суперконтинент не расколется, образовав серию новых континентов.

На подобных представлениях основывается мнение о существовании в течение юрского периода и большей части палеозойской эры суперконтинента, сформированного при слиянии всех материков в единое целое. Однако некоторые палеомагнитные данные свидетельствуют скорее в пользу неоднократного (в течение указанного времени) распада и слияния континентальных масс. Согласно гипотезе расширяющейся Земли, до начала в юрское время глобального расширения и развития спрединга океанического дна вся поверхность планеты (исключая пра-Тихий океан) была покрыта континентальной корой.

В настоящее время часто предпринимаются попытки представить особенности движения литосферных плит в палеозое. Одна из таких моделей для каледонской эпохи показана на рис. 45 [333]. В этой связи отметим, что даже современные пли-

тотектонические модели страдают определенными недостатками из-за ограниченного развития толщ «пород-свидетелей» на дневной поверхности. Сказанное относится и к палеотектоническим реконструкциям, базирующимся на разрозненных выходах древних пород, из-за чего такие реконструкции, как правило, очень ненадежны в геоморфологическом и палеогеографическом отно-

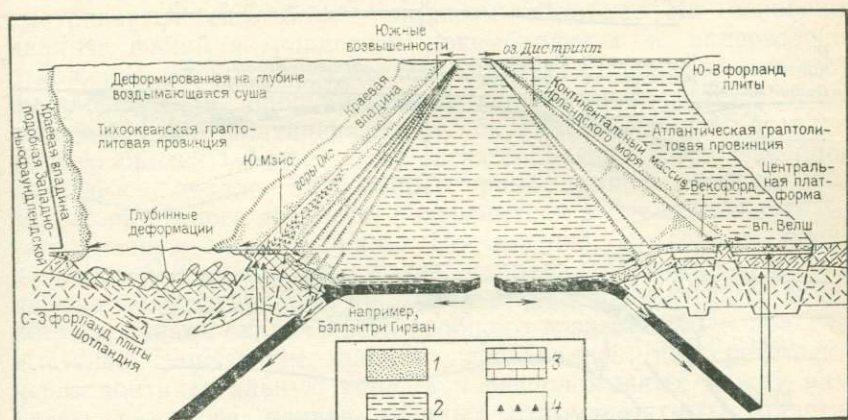


Рис. 45. Палеогеографическая и тектоническая схема части района Британских островов для раннеордовикского времени. По В. Филлипсу и др. [333].

1 — пески; 2 — илы; 3 — карбонатные отложения; 4 — карбонатные брекчи

шении. Возвращаясь к современным плитотектоническим моделям, следует подчеркнуть ценность использования при этом геоморфологической информации, позволяющей более корректно и систематически осуществить стратиграфические и палеогеографические построения.

Приведем некоторые примеры реконструкции тектонической эволюции Аппалач, основанные на представлениях тектоники плит. Ж. Дэви и Ж. Берд [102], опираясь на эту концепцию, объясняют строение и развитие Северных Аппалач достаточно простой моделью. Предполагается, что в позднем докембрии произошло раскалывание континентальной коры и образование прото-Атлантического океана. После периода накопления осадков в краевых частях континентов последние вновь стали смыкаться. Это привело сначала к орогенезу андийского типа, охватившему зону Аппалач (хотя почему именно ее, а не противоположный — Европейский континент, не объясняется), и затем при столкновении континентов — к орогенезу гималайского типа, ознаменовавшему исчезновение прото-Атлантического океана.

Несколько отличная модель образования Аппалач, основанная на горизонтальном сжатии и тектонике плит, была предложена Р. Дитцем [109] (рис. 46). Согласно этой модели, за-

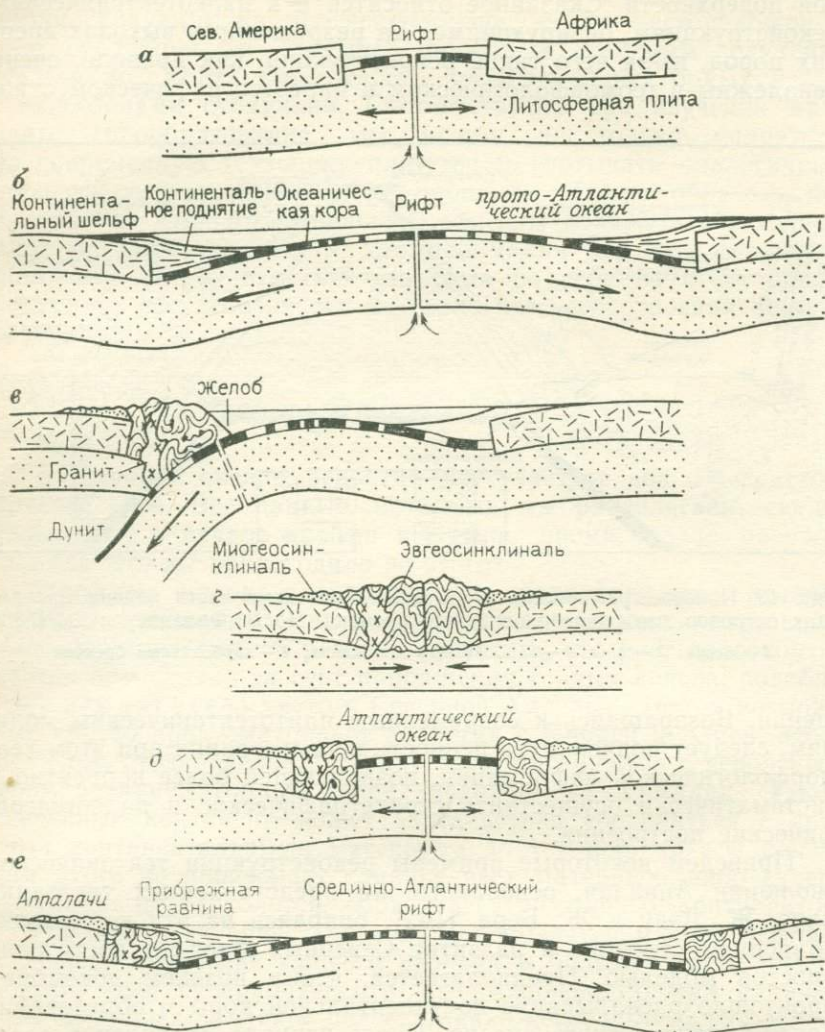


Рис. 46. Плитотектоническая интерпретация эволюции Аппалач и Атлантического океана. По Р. Дитцу [109].

a — позднекембрийский рифтогенез; *б* — образование прото-Атлантического океана и осадконакопление у континентальных окраин; *в* — замыкание прото-Атлантического океана, обусловившее складчатость осадочных толщ (отмечается поглощение древней зоны спрединга), и орогенез Андийского типа в раннепалеозойское время; *г* — исчезновение прото-Атлантики, сопровождающееся при столкновении ее противоположных окраин орогенезом Гималайского типа; *д* — повторное «приоткрывание» Атлантического океана вдоль древней шовной зоны примерно 180 млн. лет назад; *е* — продолжающийся в настоящее время спрединг и аккумуляция осадков у континентальных окраин

долго до раскрытия Атлантического океана, начавшегося примерно 225 млн. лет назад, на границах сходящихся плит после этапов геосинклинального и платформенного осадконакопления примерно 350 млн. лет назад происходили тектонические деформации, сопровождавшиеся вулканической и интрузивной деятельностью.

В работе У. Томаса [415] история развития Аппалач рассматривается еще более сложным образом. На основании анализа фаций и мощностей докембрийских и палеозойских отложений этим исследователем выдвинуто представление о существовании в прошлом вдоль структурной системы Аппалачи—Оуачита континентальной окраины, имевшей в плане зигзагообразную форму. Этот зигзагообразный рифт, как предполагается, являлся выражением трансформного разлома позднедокембрийского возраста, разросшегося в ортогональную зигзагообразную геосинклиналь. По мнению У. Томаса, последовавшее в дальнейшем сжатие, направление которого не совпадало с ориентировкой движений в процессе рифтинга, послужило причиной складчатости и общего воздымания. В пределах выступов сжимающие усилия передавались непосредственно через континентальную кору, а в расположенных между ними участках — через клинья мощных некомпетентных (пластичных) кластических осадков.

Рассматривая изложенные модели, которыми мы и ограничимся, освещая представление о развитии Аппалач, следует иметь в виду, что современный горный рельеф не связан с горизонтальными перемещениями литосферных плит. Тот механизм, который предложен Ж. Бердом и Ж. Дэви, а также Р. Дитцем и У. Томасом, объясняет с позиций плитотектоники формирование складчатого пояса Аппалач. Этот пояс предполагает существование в прошлом отвечающего ему горного хребта, однако в дальнейшем складчатые толщи были денудированы до состояния равнины. Поднятие этой территории, повлекшее за собой формирование современного горного рельефа Аппалач, произошло гораздо позже, в период, для которого концепция тектоники плит не может предложить соответствующего механизма горообразования.

Докембрийский орогенез

Тектонические и геоморфологические системы далекого прошлого значительно отличались от современных. По мнению Х. Вунне-Эдвардса [475], протерозой в отличие от фанерозоя, которому более свойственны хрупкие тектонические деформации, характеризовался преобладанием пластического течения материала. Однако вполне вероятно, что впечатление о большей пластичности древних толщ обусловлено особенностями геологической летописи, а именно преимущественной сохранностью на современном уровне денудационного среза пород глу-

боких горизонтов коры, обладавших в прошлом свойствами пластичности. Как показали П. Ингланд и С. Ричардсон [127], продукты наиболее низкотемпературного заключительного этапа метаморфизма — глаукофановые сланцы — по мере размыва сменяются породами зеленосланцевой или амфиболитовой фации. Длительность процесса денудации, как предполагается, согласуется с фактическим отсутствием глаукофановых сланцев докембрийского возраста.

В настоящее время разработаны две различные модели формирования земной коры, базирующиеся на изотопных данных:

а) согласно первой модели, скорость формирования континентальной коры возрастает по экспоненте от архея до настоящего времени. Эта модель представляется маловероятной;

б) согласно второй модели, $\frac{2}{3}$ современной площади континентальной коры было сформировано уже 2,5 млрд. лет назад. Как полагает К. Конди [70], определенная сейсмическими методами мощность коры кратонов не зависит от их возраста и варьирует в очень узких пределах от 38 до 40 км. По мнению Д. Вайса [467], превышение континентов над уровнем Мирового океана оставалось постоянным в течение последних 2,5 млрд. лет. При этом подразумевается, что по крайней мере 90 % современной мощности коры континентов сложилось уже 2,5 млрд. лет назад.

Ж. Тэрни и В. Уиндли сделали вывод о быстром образовании большей части континентальной коры в течение позднего архея. Эти исследователи полагают, что 2,5 млрд. лет назад и ранее рост континентальной коры происходил в окраинно-материковых зонах андийского типа с поддвиганием океанической коры, генерацией значительного объема тоналит-гранодиоритовых магм и широким развитием покровно-чешуйчатых структур. Таким образом, тектоно-магматические процессы определяли рост мощности континентальной коры, глубокие горизонты которой были метаморфизованы вплоть до гранулитовой фации.

Д. Чепмэн и Х. Поллак [53], опираясь на связь между тепловым потоком и толщиной литосферного слоя, составили карту мощности литосферы. Согласно этой карте, мощность литосферы молодых океанов и континентальных орогенов измеряется немногими десятками километров и резко контрастирует с утолщенной литосферой щитов, мощность которой здесь приближается к 300 км. Это позволило предположить значительно бóльшую вязкость литосферы под щитами и дать требуемое объяснение пониженной скорости движения плит, в состав которых входят щиты. По мнению указанных исследователей, в докембрии существовали более благоприятные условия для континентального дрейфа. Литосферные плиты имели тогда, скорее всего, меньшую мощность, в то время как астеносферный слой, напротив, был развит сильнее. Предполагается, что в будущем будет продолжаться наращивание толщины литосферы,

хотя не исключается возможность ее разрыва — процесса, подобного мезозойскому расколу Гондваны. Увеличение мощности литосферы под щитами в дальнейшем будет все сильнее сказываться на движении литосферных плит, благодаря «якорному» эффекту. Движение плит будет замедляться и в конце концов полностью прекратится, ознаменовав окончание плитотектонической фазы развития Земли.

В настоящее время широко распространены представления о происхождении орогенных поясов при столкновении кратонов. Эти представления по отношению к докембрию могут быть проконтролированы с помощью анализа палеомагнитных данных [272].

Результаты исследований в Западно-Африканском кратоне и кратоне Каапвааль показали совпадение направлений векторов намагниченности для временного интервала 1900—2300 млн. лет, постоянно приходящихся на предполагаемую общую траекторию движения полюса, реконструированную для этого периода. Данные, полученные в кратонах Конго и Калахари, свидетельствуют о подобном совпадении направлений векторов в период 1100—700 млн. лет. Все это определенно указывает на то, что формирование Пан-Африканского или каких-либо других орогенных поясов Африки не может являться следствием столкновения кратонов.

К аналогичным выводам привели данные палеомагнитных исследований, проведенных в Австралии для этапа 2500—1100 млн. лет, которые показали невозможность привлечения указанного механизма для объяснения происхождения орогенного пояса Масгрейв. То же показали и материалы по североамериканским провинциям Супериор, Черчилл, Найн, Биар и Слейв для Гудзонова орогена.

Таким образом, палеомагнитные данные опровергают правомерность использования плитотектонических моделей, предусматривающих сближение кратонов, для объяснения происхождения всех перечисленных выше докембрийских орогенных поясов. Правда, остается еще одна, хотя и маловероятная возможность: орогенные пояса могли сформироваться во время раскрытия небольших (менее 1000 км в поперечнике) внутрикратонных впадин. Предполагается, что этот процесс сопровождался сжатием межкратонного пространства, а затем после замыкания впадин кратоны возвращались в свое первоначальное положение.

Гипотезу, предусматривающую последовательные раскол литосферной плиты, медленный раздвиг ее обломков, приводящий к формированию рифта с последующим накоплением осадков, и затем сближение фрагментов плиты, обуславливающее образование горных цепей, иногда называют в честь выдвинувшего ее ученого моделью Уилсона. Как уже указывалось ранее,

эта модель может быть использована для объяснения формирования каледонских и апалачских орогенов. Однако в других местах возможности ее применения, по-видимому, ограничены. Тем не менее в отличие от результатов М. Мак-Элинни и М. Мак-Вильямса, К. Бюрк, Ж. Дэви и У. Кид [45] получили ряд палеомагнитных данных, которые, по их мнению, согласуются с цикличностью развития, предусматриваемой моделью Уилсона.

Таким образом, докембрийские орогены не могут рассматриваться как результат столкновения литосферных плит. Поэтому в настоящее время очевидно, что процессы, обуславливающие движение плит, должны были возникнуть где-то в промежутке между поздним докембрием и мезозоем.

МЕХАНИЗМ ДВИЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Остановимся на рассмотрении предполагаемых причин перемещения литосферных плит. Существуют, по крайней мере, четыре гипотетических механизма.

1. *Раздвижение плит в зонах спрединга в связи с восходящим движением мантийного вещества.* Согласно этой гипотезе, перемещение плит обусловлено внедрением магмы в осевые зоны срединно-океанических хребтов. Гипотеза вызывает ряд возражений, связанных прежде всего с механикой этого процесса. Действительно, трудно представить, что внедрение дайкообразных тел магматического расплава, находящегося в жидком или вязком состоянии, может вызвать перемещение жестких литосферных плит гигантских размеров. Кроме того, в пользу нереальности этого процесса говорит незначительное давление, развиваемое при внедрении магмы, явно недостаточное для смещения плит мощностью несколько километров и достигающих нескольких тысяч километров в поперечнике.

Другое слабое место этого механизма — вторичность даек по отношению к процессу образования трещин. Так, в Исландии, представляющей собой доступную для непосредственного наблюдения часть срединно-океанического хребта, синхронность спрединга и погружения днища рифтовой впадины свидетельствует о том, что дайки пассивно заполняют трещины, образовавшиеся при общем растяжении островного массива [94]. Повсюду, где изучались дайковые пояса, связанные с зонами спрединга, например дайковые пояса Шотландии (см. с. 149), они являются результатом, а не причиной растяжения земной коры. Таким образом, внедрение даек не может являться движущей силой перемещений литосферных плит.

2. *Движение плит по принципу гравитационного скольжения* [173]. Эта гипотеза предполагает, что перепад высот между

срединно-океаническими хребтами, образованными в результате внедрения магмы, и глубоководными желобами может быть причиной соскальзывания плиты, подобно тому как соскальзывает скатерть с наклоненного стола. Этот гипотетический механизм лучше применим к движению океанических плит, чем континентальных, так как возможность гравитационного скольжения обширных, но тонких пластин океанической коры представляется, по-видимому, более правдоподобной. Возражения, которые вызывает эта гипотеза, связаны с отсутствием у многих участков океанического дна закономерного наклона, а также с тем, что некоторые подводные поднятия — типа Восточно-Индийского хребта — явно недостаточны по своим высотам для того, чтобы обеспечить гравитационное скольжение.

3. *Затягивание погружающихся плит.* В моделях, рассматривающих островные дуги и глубоководные желоба как результат погружения океанической плиты, допускается, что этот процесс вызван пониженной температурой и повышенной плотностью материала, слагающего погружающуюся плиту. Далее предполагается, что развитие этого процесса приводит к затягиванию в зону субдукции участков океанической коры, отстоящих на значительном расстоянии от желоба.

Пояснить подобный механизм движения плиты можно с помощью следующего примера. Представим себе стол, покрытый скатертью, один конец которой опущен в ведро с водой. По мере впитывания влаги скатерть будет становиться тяжелее и начнет сползать со стола в ведро.

Рассматриваемая гипотеза вызывает возражения с чисто механических позиций и, кроме того, противоречит некоторым плитотектоническим моделям. Прежде всего трудно представить, что избыток плотности погружающейся плиты достаточен для затягивания в глубоководный желоб половины площади океанического дна. Далее возникает вопрос: какова же должна быть прочность океанической коры для того, чтобы ее участок шириной в тысячи километров мог бы перемещаться за счет одностороннего натяжения?

Трудности другого рода связаны с применением этого механизма в некоторых сложных плитотектонических моделях, предусматривающих смену направления падения зоны субдукции на противоположное, формирование новой погружающейся плиты или начала субдукции на новом месте. В таких моделях не находят себе место обособленные погружающиеся плиты, постоянно оказывающие влияние на окружающую территорию. Кроме того, исходя из рассматриваемого механизма невозможно объяснить формирование зоны субдукции там, где она ранее не существовала.

Ряд исследователей предполагает, что в некоторых зонах субдукции произошло поглощение всей системы: тяжелая крае-

вая часть плиты — соответствующая половина океанического ложа — зона спрединга [336]. Зона спрединга является прямой физико-механической противоположностью краевой части плотной погружающейся плиты, и если допустить, что она тем не менее может быть поглощена, то механизм затягивания следует признать нереальным.

4. *Гипотеза конвективных течений.* Конвекция, имеющая характерную ячеистую структуру, неоднократно рассматривалась в качестве движущей силы континентального дрейфа и тектоники литосферных плит. Согласно данной гипотезе, участки, где конвективные течения направлены в противоположные стороны, маркируются на поверхности трансформными разломами. Это указывает на то, что конвективные течения необычайно узки по сравнению с их протяженностью и не являются широкими потоками, как можно было бы предполагать.

Конвективные течения можно обнаружить в кипящем джеме и других обыденных явлениях, характеризующихся обратным распределением давления от верхнего к нижнему слою вещества. Однако в условиях нашей планеты нисходящие ветви конвекционных потоков постоянно следуют от областей низкого давления к областям высокого давления, что не так легко себе представить. Только в одном из слоев Земли, а именно в астеносфере, по-видимому, возможно поддержание конвекционных течений. Следовательно, конвекционные ячеи мы должны ограничить только этой зоной, мощность которой (150 км) значительно уступает ее горизонтальной распространенности. Малый вертикальный размах конвективных течений ставит ряд трудноразрешимых проблем. Для того чтобы лучше объяснить особенности земного магнетизма и некоторые аспекты тектоники плит, отдельные исследователи предполагают, что конвекция охватывает всю мантию в целом. Довольно скудные доказательства этого представлены в работе П. Смита (1979).

Миграция зон спрединга по поверхности земного шара дает основание предполагать аналогичную миграцию конвекционных ячеек. Конвекция в этом случае необходима, если допускать, что Земля сохраняет постоянный объем.

Перемещение океанического дна от зон спрединга в сторону континента требует возвращения некоторой части материала обратно в зону спрединга для заполнения освободившегося пространства. Однако для осуществления этого процесса наличие правильной конвекционной петли обязательно. Противотечения в мантии могут быть более сложными и иметь различные направления, подобно тому как далеко не все противотечения в глубинах океанов образуют правильные петли с поверхностными морскими течениями. Поэтому соображения о том, что конвекция является движущей силой континентального дрейфа, не более правомерны, чем представление о глубинной океанической циркуляции, как причине поверхностных течений.

НЕКОТОРЫЕ ДИСКУССИОННЫЕ АСПЕКТЫ ГИПОТЕЗЫ ТЕКТониКИ ПЛИТ

Несмотря на то что концепция тектоники плит за два последние десятилетия утвердилась как ведущая гипотеза в науках о Земле, нет никаких оснований считать, что с ее помощью можно решить все существующие проблемы. Напротив, имеется целый ряд весомых возражений против этой концепции. Кроме того, базируясь на представлениях плитотектоники, не удастся построить удовлетворительной модели строения и развития многих регионов. Обсуждение создавшейся ситуации будет проводиться в процессе дальнейшего изложения. Здесь же мы обратим внимание на следующие дискуссионные положения тектоники плит.

1. Протяженность зон спрединга, приуроченных к срединно-океаническим хребтам, значительно больше, чем суммарная длина зон субдукции. С чем это может быть связано? Если допустить, что объем Земли постоянен, а конвекционные течения описываются уравнением неразрывности потока, то исходя из соотношения линейных параметров зон наращивания и поглощения плит скорость субдукции должна намного превышать скорость спрединга. Следовательно, в некоторых районах движение плит должно происходить с ускорением. Такие районы, однако, до сих пор не установлены.

2. Концепция тектоники плит не дает ответа на вопрос: почему субдукция приурочена практически исключительно к обрамлению Тихого океана, в то время как спрединг происходит во всех океанических бассейнах?

3. Симметричное расположение зон спрединга вокруг некоторых континентов (Африка, Антарктида) позволяет сделать вывод о перемещениях срединно-океанических хребтов. Этот вывод остается в силе, если даже допустить возможность того, что некоторые плиты с мезозойского времени увеличили свою площадь на 50 %, при отсутствии зон субдукции со стороны названных материков. Следовательно, зоны спрединга, служащие границами плит, движутся в стороны от упомянутых континентов и соответственно перемещаются относительно друг друга.

Тот факт, что срединно-океанические зоны спрединга испытывают перемещения сами по себе, не противоречит тектонике плит, однако его значение практически не обсуждается. В действительности же возникает вопрос, что может заставить мигрировать по поверхности земного шара эти пассивные вторичные хребты с присущим им активным вулканизмом?

4. Документацию движения плит в ряде случаев трудно осуществить с помощью геологических данных. Так, например, палеомагнитные построения П. Молнара и Сх. Ванг-Пинга

[298] показывают, что Тибет и остальная территория Азии ранее находились друг от друга на расстоянии от 2500 до 3500 км. Поскольку нет данных о существовании между ними океанического дна, предполагается, что меридиональное «захлопывание», которому подвергалась эта гигантская площадь, целиком происходило в пределах континентальной коры. Подобные представления вряд ли правомерны, учитывая слабую дислоцированность меловых известняков и песчаников, перекрывающих Тибетское плато.

5. В ряде случаев имеются данные о движении плиты одновременно в двух разных направлениях, что, естественно, невозможно. Так, гигантские объемы гранитов западной окраины Северной Америки могут указывать на относительное движение мантии, приносившей «на себе» массы сиалического материала, подвергшиеся в дальнейшем гранитизации. Причиной этого может быть надвигание континента на Тихий океан в западном направлении или подвигание океанической плиты под континент. Наряду с западным фиксируются и северо-западные перемещения, происходящие вдоль разлома Сан-Андреас. Движение в двух указанных направлениях не может быть связано с какой-либо одной простой причиной — будь это субдукция, конвекционные течения, латеральное сжатие либо что-нибудь еще. В этом случае мы или имеем дело с разнонаправленными движениями, происходящими в различных горизонтах коры, или наблюдаем две составляющие очень сложного перемещения.

6. Во многих регионах отсутствуют непрерывные сейсмофокальные зоны (зоны Беньофа). Например, в Северной Америке не фиксируются глубокофокусные землетрясения и землетрясения средних глубин. Хотя и считается, что в некоторых районах фокусы землетрясений образуют наклонную плоскость, имеющиеся данные о многих других местах не позволяют сделать определенного вывода.

7. Движение Северо-Американской плиты над Северо-Тихоокеанской и другими плитами происходит неупорядоченно и безотносительно к зонам спрединга, границам плит или трансформным разломам. Земная кора Северо-Американской плиты существенно не изменяется при движении над крайне разнородным субстратом, причем перемещение не сопровождается образованием какого-либо желоба или зоны Беньофа. Поэтому было бы проще предполагать, что Северо-Американская плита дрейфует именно в западном направлении над океанической плитой, так как в этом случае нет необходимости привлекать гипотезу субдукции со всеми сопутствующими ей явлениями.

8. Нет доказательств того, что плиты представляют собой единые целостные образования. В то же время возрастающее количество выделяемых микроплит, по-видимому, приводит к увеличению числа гипотез, усложняющих первоначально относительно простую концепцию. Х. Кэсл и Д. Вернер [220] от-

метили изменения гравитационных характеристик, связанные с дрейфом континентов, предположив, что после прохождения континента над океанической плитой происходят увеличение плотности и охлаждение последней. Движение литосферы над астеносферой указанные авторы сравнили с перемещением утюга по шерстяному одеялу. Если подобные представления правомерны, то континенты не являются составной частью плит и самостоятельно перемещаются над ними.

9. С помощью тектоники плит невозможно объяснить природу горообразования. Как уже отмечалось, с этих позиций можно понять причину образования складчатого пояса Аппалач, но не формирование современных гор, которые обязаны своим происхождением более поздним восходящим блоковым движениям, деформировавшим пенеplenизированную территорию. Аппалачи, как и многие другие горы (Большой Водораздельный хребет Австралии, Драконовы горы Южной Африки, горы Сьерра-дель-Мар Бразилии), не имеют отношения к тектонике плит.

10. Согласно рассматриваемой концепции, горообразование происходит в результате складчатости смятия. Ниже приведены серьезные возражения против такого механизма складчатости и показано, что в большинстве случаев складкообразование происходит скорее вследствие гравитационного скольжения, чем в результате сжатия. Возможно также, что горообразование вызывается увеличением мощности коры, погружением одной плиты под другую и т. д. Однако, если не рассматривать в качестве основной причины сжатие коры, большинство более простых механизмов горообразования, вытекающих из концепции тектоники плит, должны быть также отвергнуты.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Попытки привязать рудную минерализацию к тектонике плит осуществлялись неоднократно. Некоторые из них были, на первый взгляд, успешны. Однако было бы ошибочно думать, что они повлекли за собой подтверждение идей плитотектоники, дав экономический эффект.

По существу, подобные работы построены по единому плану. Вначале излагаются общие представления об основных типах границ литосферных плит (зонах спрединга, субдукции и столкновения, трансформных разломах), а затем дается описание рудных месторождений, которые, как предполагается, могут ассоциироваться соответственно с каждым из этих элементов. Таким образом получается перечень месторождений, формирование которых связывается с тектоникой плит. Перечень выглядит впечатляюще по числу и разнообразию видов минерального сырья. Но если его сравнить с общим перечнем промыш-

ленных месторождений, то окажется, что после исключения небольших объектов и месторождений, расположенных в нехарактерных для них ситуациях, только вулканогенные сульфидные руды, карбонатитовые и медно-порфиновые месторождения обнаруживают хорошую связь с плитотектоникой.

С другой стороны, можно показать, что многие месторождения не имеют отношения к процессам или структурам, предусматриваемым этой концепцией. В данную группу входят руды красноцветных отложений (Cu, U, V), полосчатые железистые кварциты протерозойского возраста, медно-никелевые месторождения, свинцово-цинковые месторождения миссисипского типа, различные стратиформные руды и руды экзогенного происхождения. Конечно, многие месторождения сформировались в докембри, т. е., по всей вероятности, в доплитотектоническую стадию. Поэтому приведенные доводы должны ограничиваться теми рудами, которые имеют позднедокембрийский и фанерозойский возраст. Но даже среди них множество месторождений важнейших типов располагается во внутренних, а не в краевых частях континентальных плит, что наводит на мысль об ограниченных возможностях применения концепции тектоники плит для изучения генезиса и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

4 | РЕЛЬЕФ, ОБУСЛОВЛЕННЫЙ ПРЕПАРИРОВКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ

В предыдущих разделах мы обсуждали некоторые из основных особенностей внутреннего строения Земли, состава слагающих ее пород и глобальной тектоники. Данная глава посвящена характеристике деталей крупных структур, их денудации и морфологической выраженности. Если большая часть книги касается форм рельефа I и II порядков, то в этой главе будут рассматриваться главным образом формы рельефа III порядка.

ГЕОМЕТРИЯ СКЛАДОК

Рельеф, образованный в результате поднятия и последующей избирательной денудации горизонтально залегающих стратифицированных толщ, будет рассмотрен ниже (см. с. 226). Здесь мы остановимся на складчатых дислокациях.

Терминология складок дана на рис. 47.



Рис. 47. Элементы простых складок (а); моноклинали (б); типы складок, определяемые их положением (в); осевая плоскость, линия шарнира и гребень складки (г)

Положительные складчатые формы именуются антиклиналями, отрицательные — синклиналями (а). Часть складки, расположенная между наиболее высоким участком антиклинали и наиболее низким синклинали, называется ее крылом.

Антиклинальные складки могут быть симметричными (крылья имеют одинаковый наклон), асимметричными и изоклинальными (противоположные крылья параллельны) (б).

Линию, вдоль которой происходит перегиб слоев, принято называть шарниром складки (г). Во многих случаях шарнир совпадает с участком максимальной кривизны складчатой структуры. Поверхность, соединяющая шарниры слагающих

складку слоев, является осевой поверхностью складки. Термин *ось складки* в работах различных авторов часто используется в неодинаковом смысле. Однако обычно под осью складки понимается линия, параллельная шарниру, или линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной или вертикальной плоскостью.

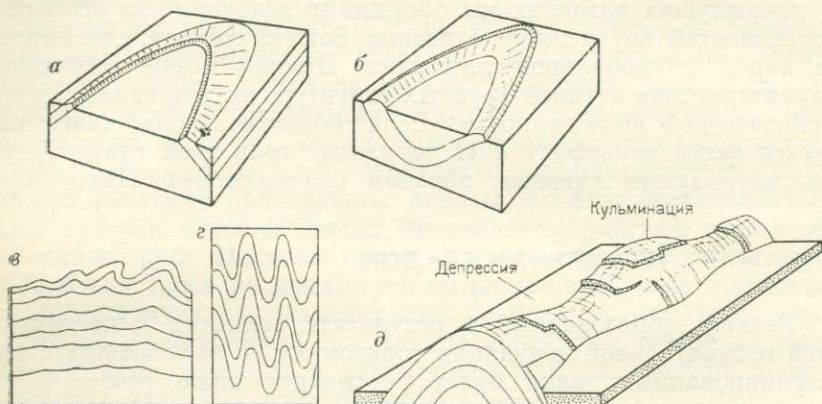


Рис. 48. Виды складок.

а — сходящиеся крылья у ныряющей антиклинали; *б* — сходящиеся крылья у ныряющей синклинали; *в* — затухающие вниз по разрезу концентрические складки; *г* — подобная складчатость, при формировании которой материал должен перетекать от утоняющихся крыльев к увеличивающим мощность гребням и мульдам складок; *д* — кульминации и депрессии складок

Линия, соединяющая наиболее высокие точки антиклинали, называется ее гребнем. В складках с вертикальной осевой поверхностью гребень соответствует линии ее пересечения с кровлей слагающих складку слоев. В асимметричных структурах с наклонной осевой поверхностью ось будет параллельна гребню складки. Наряду с вертикальными и наклонными встречаются искривленные осевые поверхности.

Приведенные термины могут быть использованы и для обозначения элементов синклинальных структур. В этом случае вместо термина *гребень* следует применять термин *мульда*, или *киль*.

При пересечении горизонтальной плоскостью ныряющих антиклиналей и синклиналей в плане наблюдается смыкание их крыльев (рис. 48), отчетливо выраженное даже у симметричных складок.

Если осевая поверхность делит складку пополам, то последняя именуется симметричной, или прямой. Складки с наклонной осевой поверхностью называются асимметричными, или наклонными, а с субгоризонтальной — лежащими. Последние обычно достигают значительных размеров. Термин *моноклинали* используется для обозначения небольших наклонных участков

в целом горизонтально залегающих слоев. Моноклинали часто располагаются над скрытыми разломами нижних структурных этажей и маркируют поднятие, которое пока не повлекло за собой разрыва сплошности вышележащих пород.

Складки, поперечный профиль которых близок к полуокружности и остается без изменений при перемещении вдоль ее оси, называются цилиндрическими. Параллельными, или концентрическими, именуется складчатые структуры, в которых последовательно сменяющие друг друга слои образуют дуги, имеющие единый центр и возрастающий радиус. Однако более распространены «подобные» и «эксцентрические» складки с почти одинаковой формой дислоцированных слоев. Для того чтобы возникла складчатость последнего типа, породы должны быть выжаты от крыльев к шарнирам складок.

Если мощность слоев не изменяется в процессе складкообразования, то они именуется компетентными. В обратном случае, когда происходит изменение мощности дислоцируемых слоев за счет пластического течения слагающего их материала, они относятся к некомпетентным.

Складки, которые имеют прямые крылья и острый шарнир, называются угловатыми. Шарнир таких складок часто интенсивно раздроблен.

Ось складки может погружаться и воздыматься по простиранию структуры. В этом случае гребень имеет неровную форму за счет чередования кульминаций и депрессионных участков.

Под складчатым покровом понимается крупная лежащая складка, средняя часть крыла которой полностью срезана.

Куполами называются положительные складчатые структуры с падением крыльев во все стороны, часто не имеющие ясно выраженной оси, а бассейнами именуется их отрицательные аналоги.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ СКЛАДЧАТОСТЬЮ

Первичный складчатый рельеф встречается довольно редко. Возможным примером может служить горная цепь Раф-Рэндж в Северо-Западной Австралии, где возвышенности однозначно соответствуют антиклинальным складкам. Представляется, что в этом случае современная морфология земной поверхности непосредственно обусловлена складкообразованием. Другой пример такого рода — антиклиналь Морхед на юге Новой Гвинеи (с. 236).

Прибрежная равнина близ Веллингтона в Новой Зеландии осложнена несколькими активно растущими антиклиналями [412]. Эти складки, сложенные породами серии Хэвера позднеллейстоценового возраста, имеют прямую геоморфологическую выраженность. Типична, например, антиклинальная возвышен-

ность гор Стюарт-Хэлкомб протяженностью 11 км с ровным гребнем. Ее западный склон наклонен под углом 2° на запад, а восточный — под углом 6° на восток. Направление наклона поверхности обоих склонов антиклинальной возвышенности отвечает падению слагающих ее пластов пород, и эта арковидная форма рельефа точно отображает соответствующую ей складку. Относительно крупные водотоки обтекают антиклиналь, локализуясь в первичных синклиналях, а их притоки дренируют куполовидное поднятие, приобретая в участках его замыкания радиальную ориентировку. Гребень складки не расчленен. Здесь имеются не затронутые эрозией водораздельные участки прямого структурного рельефа площадью в несколько квадратных километров.

Более крупное антиклинальное поднятие Похэнгина прослеживается на расстояние около 45 км, достигая высоты 350 м. Сильное расчленение наиболее приподнятых участков антиклинали иллюстрирует достаточно обычную ситуацию, возникающую тогда, когда процессы эрозии не отстают от тектонического поднятия. Все указанные антиклинали приурочены к окраине крупного тектонического блока в подстилающих граувакках, что позволяет отнести их к приразломным платформенным складкам.

Некоторые из долинных антиклиналей и из близких к ним гравитационных структур, подобных описанным в гл. 8, также отображают первичные складчатые дислокации, но они, однако, возникли в результате поверхностных процессов. В большинстве случаев выраженные в рельефе складки вторичны и образовались после поднятия и частичного размыва ранее дислоцированных в глубинных условиях осадочных толщ.

Для отпрепарированных складок положительные формы рельефа, отвечающие антиклиналям, нехарактерны, хотя в Юрских горах существуют многочисленные очень слабо размытые антиклинальные поднятия. Обычно же гребень антиклинали сразу же после выведения на поверхность подвергается интенсивной эрозии. В результате возникает очень характерный комплекс форм рельефа, связанный со складчатостью — расчлененная линейная или купольная возвышенность. Склонам освоенных эрозией антиклинальных хребтов свойственны закономерный наклон и эрозионные уступы (см. с. 226), а также специфический рисунок дренажной сети. Между потоками, ориентированными вкрест простирания крутопадающих слоев, образуются характерные скальные грани «утюгообразной» и треугольной формы (так называемые фасетные треугольники) с основаниями, ориентированными параллельно простиранию, и вершинами, обращенными в сторону восстания пластов пород, т. е. в сторону оси структуры.

Хребты, отвечающие линейным складкам, имеют очень большую протяженность, а совпадающие с брахиформами, — характеризуются концентрическим рисунком. Структурные впадины

также часто окружены сопряженными с ними пластовыми хребтами, но ориентировка «утюгообразных» граней в этом случае противоположная, т. е. направлена не в сторону оси складчатой структуры, а от оси.

Микроформы рельефа представлены упомянутыми выше скальными гранями, эрозионными уступами, крутыми склонами (примерно совпадающими с падением подстилающих пород), расчлененными возвышенностями, структурными и аструктурными обрывами. Если в районе развития складчатых толщ был период выравнивания, то может возникнуть куэстовый ландшафт, свидетельствующий о возникновении рельефа не в результате простого приповерхностного складкообразования, а вследствие избирательной денудации ранее деформированных толщ.

В общем представляется, что в большинстве случаев складки формируются тектоническими процессами, воздействующими на толщу задолго до ее выхода на земную поверхность. Многие складки формируются вскоре после осадконакопления. В приповерхностной обстановке складки образуются лишь несколькими процессами. Гребни возникающих при этом складок интенсивно эродируются. Эрозионная деятельность уже в процессе роста складки разрушает ее первичную форму. К числу обычных структур приповерхностного происхождения относят купола.

Так, лакколиты, возникающие в результате внедрения магмы, могут, приподнимая перекрывающую толщу, вызвать образование купола. Активно растущие соляные купола, прорываясь на поверхность, могут образовывать даже соляные «глетчеры».

Обычно полагают, что гнейсовые купола — это глубинные образования. Однако К. Оллиер и К. Пейн [324] показали, что некоторые из гнейсовых куполов в Папуа имеют приповерхностный характер (с. 140). Эти структуры сохраняют свою первичную купольную форму и достигают в диаметре 15 км при высоте до 3 км. Несмотря на интенсивную расчлененность, у них сохранились «утюгообразные» грани, достигающие иногда в изолированных фасетках высоты 2500 м. В строении рельефа обнаженной части купола отражается концентрическая структура гнейсов.

Термином *бассейн* обозначают отрицательные структуры, возникающие в результате деформации стратифицированных осадков, а также такие крупные понижения рельефа, как бассейн Калахари (с. 111).

Говоря о мегаскладках земной поверхности, можно упомянуть сводовые поднятия, подобные описанным в гл. 5. Такие своды прерывают речную сеть, как это показано в гл. 11. Термин *моноклиналь* (континентальная флексура) в геоморфологии используется для обозначения деформации выровненной поверхности выраженной зоной крутого наклона, разделяющей

субгоризонтальные участки. Моноклинали, по-видимому, особенно характерны для окраин континентов. Примером может служить область Наталь в Южной Африке.

Зоны сочленения двух моноклиналей отвечают площадям особенно интенсивных тектонических поднятий. Так, в Австралии в узле пересечения меридиональной моноклинали Нового Южного Уэльса и широтной моноклинали Викторианского нагорья находится гора Костюшко — высочайшая вершина континента. Другим примером является зона сопряжения моноклиналей в Южной Африке, протягивающаяся от залива Алгоа через Танджесберг до горы Компас — высочайшей точки Капской провинции. Точно так же в Бразилии две сходные континентальные флексуры пересекаются у Кабо-Фриу, и эта область интенсивных поднятий прослеживается до горы Бандейра — высочайшей точки страны. Отметим, что ориентировка структур во всех трех описанных случаях одинакова.

ГЕОМЕТРИЯ РАЗЛОМОВ

Под разломами понимаются трещины, вдоль которых происходят перемещения в различных направлениях разорванных масс горных пород. Выделяются несколько типов разломов (рис. 49).

Нормальными сбросами называются крутопадающие или отвесные разломы, разделяющие вертикально перемещающиеся

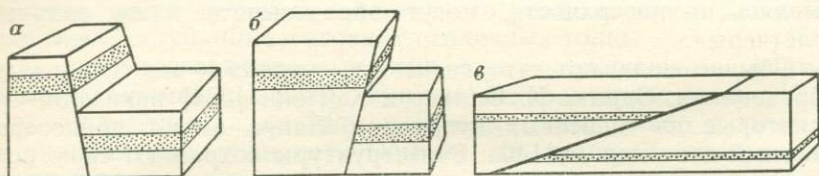


Рис. 49. Типы разломов.

a — нормальный сброс; *b* — крутопадающий взброс; *в* — надвиг

блоки. Если поверхность сместителя наклонна, то угол между ней и вертикалью называется углом падения сброса. При разломном блоке, расположенный над наклонной поверхностью сместителя, именуется висячим блоком. В нормальных сбросах висячий блок обычно перемещается вниз. Геометрия подобных структур указывает на то, что они могут формироваться только в условиях растяжения.

Разломы-надвиги подразделяются на два типа: крутопадающие и пологопадающие. Оба они служат индикаторами местного сжатия. Крутопадающие надвиги очень похожи на сбросы, но в этом случае движение приразломных блоков противополо-

ложно: висячий блок испытывает восходящие движения. Поэтому подобные разломы иногда называют обратными сбросами. В пологопадающих надвигах движения блоков аналогичны: висячий блок перемещается вверх относительно лежащего. Сместители в таких структурах часто почти субгоризонтальны. Подобные надвиги могут достигать очень значитель-

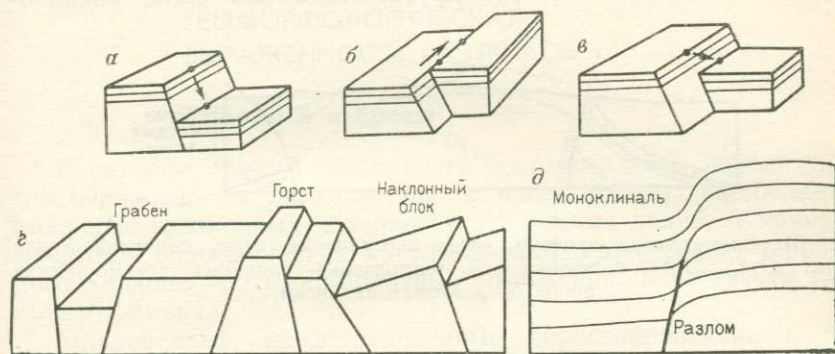


Рис. 50. Типы нарушений, выраженных в рельефе.

a — крутопадающий сброс; *b* — сдвиг; *v* — сбросо-сдвиг; *z* — общий вид блокового рельефа, обусловленного перемещениями по разломам; *d* — разлом, обуславливающий близкую складчатость

ных размеров и переходят в сместители тектонических покровов.

Разломы-сдвиги (синонимы: секущие или поперечные разломы) имеют обычно субвертикальное падение и характеризуются противоположно направленным смещением крыльев в горизонтальной плоскости, параллельно поверхности сместителя. Трансформные разломы, которые относятся к особому типу сдвиговых дислокаций, были рассмотрены на с. 27.

В зависимости от направления перемещения крыльев сдвиги делятся на лево- и правосторонние. Если противоположный от наблюдателя, смотрящего поперек разлома, блок перемещен вправо, то данный сдвиг является правосторонним. Направление перемещения вдоль сдвига обычно принимается постоянным, однако данные детальных наблюдений часто противоречат этому и свидетельствуют о противоположных направлениях движения на различных участках одного и того же крупного разлома.

Таким образом, в характеристику разлома включаются два основных параметра: 1) угол падения (близвертикальный или близгоризонтальный), 2) направление движения вдоль поверхности сместителя.

Возможные направления смещения по разломам иллюстрирует рис. 50. Если движения происходят вниз по падению разлома, то он относится к категории сбросов. Разломы, перемеще-

ния по которым направлены вдоль простирания поверхности сместителя, являются сдвигами.

Кроме того, возможны случаи комбинации вертикальных и горизонтальных составляющих движения по поверхности сместителя. Такие разломы называются сбросо-сдвигами.

Блоки, ограниченные разломами, могут быть подняты или опущены относительно друг друга. Поднятый блок, располо-

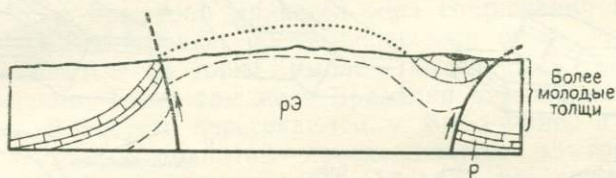


Рис. 51. Схематичный профиль через центральную часть поднятия Уинта (штат Юта, США), показывающий расползание поднятых докембрийских пород по разломам-надвигам

женный между двумя опущенными, называется горстом, а опущенный блок между приподнятыми — грабенom. Блок, который наклонен значительно больше, чем приподнят, именуется соответственно наклонным блоком. Огромные грабены, имеющие глобальное значение, описанные в гл. 5, относятся к специфическому типу структур, именуемых рифтовыми впадинами.

Надвиговые дислокации часто формируются при раздвижении толщ, залегающих на поверхности. Примером такого рода может служить дизъюнктивное обрамление купола Уинта в штате Юта (рис. 51); крутопадающие надвиги глубинного заложения протягиваются здесь на много километров, переходя в верхнем структурном этаже в тектонические покровы.

Многие надвиги не имеют прямой геоморфологической выраженности и проявляются в рельефе главным образом за счет избирательной денудации. В то же время некоторые из них могут, по-видимому, весьма активно формировать неровности земной поверхности. Это относится, в частности, к большинству гравитационных покровов (см. гл. 8), которые соскальзывают по слоям пластичных пород, таким как соль, доломит или глина. Скорость перемещения таких покровов оценивается в 10 000 Б; это наводит на мысль, что они могут продолжать движение и в поверхностных условиях. Однако эрозия обладает достаточной скоростью, чтобы разрушить первичные формы гравитационных шарьяжей.

В сместителях глубинных надвигов происходят интенсивное дробление и даже размалывание горных пород. Спекание тонкодробленных частиц за счет тепла, выделяющегося при трении, приводит к образованию специфических плотных пород, называемых милонитами. Для докембрийских толщ характерны зоны милонитов, достигающие мощности в сотни метров.

В большинстве случаев такие разломы не имеют геоморфологической выраженности, хотя некоторые из них проявлены в рельефе за счет действия эрозии. Примером может служить прямолинейный отрезок р. Асва в Северной Уганде, который заложен вдоль мощной зоны милонитов.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ВЫРАЖЕННОСТЬ РАЗЛОМОВ

Сбросы и взбросы

В рельефе земной поверхности особенно часто находят прямое отражение нормальные сбросы, вдоль которых наблюдается смещение эрозионных поверхностей и речных долин. В крупном масштабе сбросы иногда обуславливают деформацию террасового аллювия и озерно-болотных отложений, в частности пластов торфяника.

Микрорельеф, предопределенный сбросообразованием, может быть охарактеризован на примере малых тектонических форм в молодых ледниковых и постледниковых отложениях, маркирующих зону разломов Уосатч (штат Юта, США). Сбросы выражены здесь нерасчлененными обрывами высотой до 20 м, многочисленными мелкими уступами и грабенами, разворотом отдельных блоков, фасетными треугольниками вдоль сбросовых уступов, цепочками родников вдоль водоносных разломов, а также пришлифованными и испещренными параллельными бороздами зеркалами скольжения на поверхностях сместителей.

К наиболее ярким формам рельефа, связанным со сбросовыми перемещениями, относятся тектонические (фронтальные) уступы, представляющие собой крутые склоны, расположенные на взброшенном крыле разлома и протягивающиеся параллельно линии сместителя. Эрозионные долины, прорезающие эти склоны, расчленяют их на фасетные треугольники.

Небольшие хорошо выраженные тектонические уступы можно наблюдать после землетрясения. Однако их первичная правильная форма обычно быстро, в течение нескольких лет, уничтожается в результате выветривания горных пород. Сбросовые уступы высотой несколько сот метров сохраняются в течение более длительного времени. Интенсивность выветривания в этом случае усиливается от подножий к верхней части уступа, и он выветривается до тех пор, пока денудацией не будут выведены на поверхность «свежие» породы.

Плановый рисунок нормальных сбросов, как правило, очень прямолинеен, хотя встречаются искривленные и даже синусоидальные разломы.

Серии параллельных, расщепляющихся и сливающихся на некотором протяжении разломов образуют взаимосвязанные си-

стемы нарушений, сформированные под действием единого поля напряжений.

Разломы обычно выклиниваются по простирацию. Их центральные части поэтому выступают как зоны максимальных смещений. В участках выклинивания разломы могут переходить в пликативные дислокации, чаще всего — во флексуры

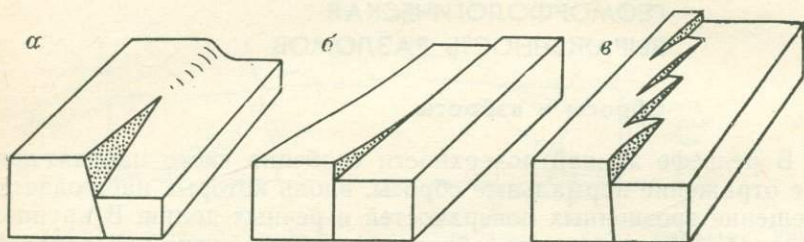


Рис. 52. Типы нарушений.

а — крутопадающий разлом, переходящий по простирацию в моноклинали; б — шарнирный сброс; в — эшелонированные сбросы

(рис. 52, а). В этом случае шарнир флексуры продолжает плоскость разлома по простирацию. В других случаях формируются шарнирные сбросы (рис. 52, б), для которых характерно противоположное вертикальное перемещение (перекос) приразломных блоков, происходящее относительно некоторой горизонтальной оси. Если происходит кулисообразное расщепление разлома на ряд субпараллельных малоамплитудных нарушений, то возникает эшелонированная система разрывов (рис. 52, в).

В рельефе земной поверхности разломы с вертикальным перемещением крыльев выражаются так называемыми сбросовыми уступами, приуроченными к краевой части взброшенных блоков и обращенными к сброшенным. Хотя первоначальная форма уступа может быть уничтожена эрозией, он трассируется в рельефе за счет избирательной денудации до тех пор, пока вдоль плоскости сместителя контактируют различные по устойчивости горные породы. Подобные новообразованные уступы, сформированные не за счет тектонических перемещений, а благодаря избирательной денудации, должны именоваться линейными уступами.

Первичная форма сбросового уступа интенсивно разрушается экзогенными процессами. При этом происходит выполаживание крутого тектонического склона за счет интенсивного разрушения его верхней части и аккумуляции грубообломочных отложений, поступающих сверху, к его подножию. В результате даже в рифтовых впадинах часто трудно обнаружить истинное положение выхода плоскости сместителя.

Хребет Сьерра-Невада в Калифорнии может служить примером гигантского наклонного блока (глыбы) с пологим западным и отвесным восточным склонами.

Рифтовые долины обычно представляют собой впадины-грабены, залеженные вдоль оси сводовых поднятий, хотя в некоторых случаях поднятия, обусловившие их формирование, располагаются на некотором удалении (см. с. 242).

Рифтовые впадины, как правило, ограничены горными сооружениями (например, такие горы, как Вогезы и Шварцвальд, ограничивают Рейнский грабен). К бортовым зонам рифтовых впадин приурочены местами гигантские перепады высот земной поверхности. Так, днище рифтовой впадины оз. Альберт расположено, если исключить мощность озерных отложений, на 1000 м ниже уровня моря. Эта впадина граничит с массивом Рувензори, достигающим высоты 5118 м. Другим примером является Турфанская впадина Восточного Тянь-Шаня. Ее днище находится на высоте около 200 м ниже уровня Мирового океана, а прилегающие к впадине горные хребты достигают в отдельных вершинах высоты около 7000 м.

Рифтовые впадины в большинстве случаев ограничены сбросами. Однако границами некоторых из них служат сдвиги, крутопадающие надвиги и реже глубинные раздвиги (см. с. 99).

Происхождение рифтовых систем объясняется различными способами: 1) компенсационным опусканием замковых участков крупных сводов, испытывающих восходящие тектонические движения; 2) простым растяжением (с помощью которого можно объяснить происхождение впадин, но не ограничивающих их поднятий); 3) сжатием (представление о подобном механизме базируется на неправдоподобной интерпретации геофизических данных) или 4) сдвиговыми деформациями. Хотя последние, несомненно, наблюдаются при формировании некоторых рифтовых впадин (например, рифта Мертвого моря), сами по себе сдвиги не дают объяснения причин рифтогенеза.

Рельеф значительных по площади участков, обусловленный дифференцированными блоковыми движениями, не приводящими к образованию рифтовых систем, называется блоковым.

Различные типы блокового рельефа имеют собственные наименования, отвечающие названиям областей, где они были выделены [28].

Орегонский тип. Блоковый рельеф этого типа формируется при тектонических деформациях первоначально горизонтально залегающих толщ (в Орегоне — лавовых покровов). Перемещение по разломам активно протекает здесь и в настоящее время, а блоковые структуры лишь в незначительной степени преобразованы эрозией и осадконакоплением, что и определяет простоту строения и наглядность тектоногенного рельефа подобного типа.

Горы Стинс в Орегоне представляют собой наиболее простой случай блокового рельефа, а именно, хребет-горст. Этот изолированный хребет отвечает отдельному слабонаклоненному блоку, сложенному плиоценовыми лавами и ограниченному с востока и запада сбросами. Другой пример подобного рода —

горы Гранд-Титон, которые являются морфологическим выражением глубокоэродированного горста. Также к орегонскому типу можно отнести рельеф Афарского треугольника в Эфио-



Рис. 53. Аэрофотоснимок части Афарского треугольника.

Видны разломы и связанные с ними лавовые потоки

пии, предопределенный блоковыми дислокациями покровов молодых лав (рис. 53).

Тип Провинции Хребтов и Бассейнов. В этом случае в строении блоков участвуют складчатые и метаморфизованные толщи,

которые до начала перемещений по разломам, расчленивших их на наклонные блоки, были выровнены и, возможно, перекрыты эффузивами. Указанный тип блокового рельефа связан со значительными сдвиговыми деформациями и, что более существенно, с растяжением коры. Последнее, таким образом, характерно для районов развития как сводово-рифтового, так и блокового рельефа.

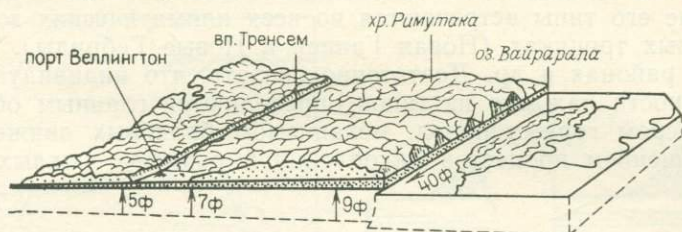


Рис. 54. Блок-диаграмма, иллюстрирующая перемещение наклонных блоков после землетрясения 1855 г. в районе Веллингтон, Новая Зеландия. По Г. Стенсену [393].

Величина перемещений дана в футах

Очень хорошим доказательством растяжения служат ограниченные разломами впадины эллиптической и кольцевой формы в Орегоне (Саммер-Лэйк и Аппер-Элворд), описанные в работе Р. Фуллера и А. Уотерса [146]. Если эти структуры обязаны своим происхождением сжатию, то действующие при этом силы должны быть направлены центростремительно, подобно тому как захлопывается затвор фотоаппарата. Поэтому правомернее предположить, что более правдоподобной структурой являлись здесь купола, в результате проседания сводовых частей которых образовались рассматриваемые впадины. Точный механизм образования впадины Аппер-Элворд (ширина менее 5 км, высота обрамляющих сбросовых уступов более 300 м) не совсем ясен, однако некоторые особенности строения сброшенных депрессионных блоков указывают на весьма вероятное ее образование вследствие общего растяжения.

Первичный блоковый рельеф классической для описываемого типа Провинции Хребтов и Бассейнов во многом затушеван аридным рельефообразованием и интенсивным накоплением осадков во впадинах. Поэтому отсутствие воздействия указанных осложняющих факторов в следующем типе делает его самостоятельным примером блокового рельефа.

Новозеландский тип. Этот тип блокового рельефа отличается от предыдущих значительно большим развитием и гидрографическим единством эрозионной сети. Густая сеть водотоков, во-первых, интенсивно расчленяет поднятые блоковые структуры, а во-вторых, препятствует аккумуляции осадков в пределах опущенных блоков. Примером служит тектонический рельеф районов Мельбурна и Аделаиды в Австралии. На рис. 54 отражены некоторые из блоковых структур окрест-

ностей г. Веллингтона в Новой Зеландии и характер их дифференциальных перемещений в связи с землетрясением 1855 г. Как можно видеть, движения этих блоков происходили по сбросо-сдвиговым сместителям не столько в вертикальном, сколько в горизонтальном направлении.

Набор возможных типов рельефа, обусловленного дифференцированными блоковыми движениями, весьма велик. Самостоятельные его типы встречаются во всех климатических зонах — гумидных тропиках (Новая Гвинея и Новые Гебриды), ледниковых районах и др. Достаточно сказать, что индивидуальные особенности каждого из типов определяются главным образом характером горных пород, механизмом блоковых движений и соотношением процессов накопления и размыва рыхлых отложений.

Морфологические следствия растяжения земной коры

Как уже указывалось, показателем корового растяжения может быть развитие процессов сбросообразования, приводящих к формированию большинства горных областей с блоковым строением. В некоторых случаях (для отдельных районов) удастся рассчитать величину растяжения коры. Так, для Большого Бассейна, на площади между хребтами Уосатч и Сьерра-Невада, подобные подсчеты, проведенные А. Ирдли в 1972 г., показали, что сбросообразование произошло здесь в результате 50-километрового растяжения коры в течение 15 млн. лет (300 Б).

Растяжение в районе Рейнского грабена, согласно оценкам Д. Иллиса [201], составило 4,8 км за 45 млн. лет (около 100 Б). Величина корового растяжения в рифте верховьев Рио-Гранде близ Альбукерке рассчитывалась Л. Вудвардом [468] на основании интерпретации уменьшения угла падения ограничивающих его сбросов. По этим расчетам она составляла 83 км за 26 млн. лет, т. е. скорость растяжения равнялась примерно 300 Б. Приведенные цифры величин растяжения относятся к верхним 5—10 км коры и могут не распространяться на более глубокие уровни.

Четыре возможных способа связи блоковой тектоники верхней части коры с региональными тектоническими деформациями иллюстрирует рис. 55. Обратим внимание на то, что хотя все они отражают растяжение поверхности, лишь в одном случае эти напряжения охватывают всю мощность коры. Для таких регионов, подвергающихся растяжению, характерны сбросы, сместители которых выполаживаются с глубиной. Они до некоторой степени напоминают сбросы гравитационного скольжения, хотя последние относятся к дизъюнктивным дислокациям иного масштаба (см. гл. 8). Поэтому в краевых частях блоков не всегда можно точно сказать, относится ли данный разлом

к сбросовому типу либо он является поверхностью гравитационного скольжения.

В других случаях вертикальные горообразующие движения могут не иметь связи с региональным растяжением. Так, плато Колорадо представляет собой обширный участок земной поверхности, поднятый на 2000 м и ограниченный разломами и

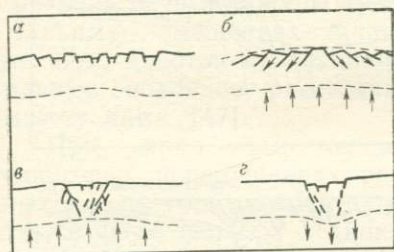


Рис. 55. Возможная связь приразломного блокообразования с перемещением глубинных масс. По Б. Хоббсу и др. [191].

а — блоковые структуры, обусловленные растяжением коры и утонением ее верхней части; *б* — сбросообразование при крупномасштабном скольжении, связанном с коровым поднятием; *в* — формирование рифтовой впадины вдоль оси регионального сводового поднятия; *г* — формирование рифтовой впадины в связи с нисходящими движениями глубинного вещества

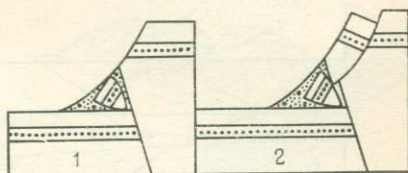


Рис. 56. Обрушенные блоки (1; 2) на фронте растущего надвига, частично поддерживаемые шлейфом сравнительно мелкообломочного материала. По Р. Фуллеру и А. Уотерсу [146]

флексурами. В целом оно слишком велико, чтобы его рассматривать в качестве наклонного блока, аналогичного таковым в Провинции Хребтов и Бассейнов.

В отличие от плато Колорадо находящиеся к северу горы Уинта представляют собой платообразное поднятие поперечником около 70 км, ограниченное крутыми надвигами и глубокими, выполненными осадками впадинами (см. рис. 51). Общая амплитуда вертикальных перемещений составляла здесь почти 10 000 м. Поднятие сопровождалось значительным расширением верхней части плато, существенно отличающимся от рассмотренных случаев регионального корового растяжения.

На рис. 56 показано формирование блоков обрушения на фронте растущего надвига. Ранее предполагалось, что до соскальзывания обрушенных блоков тектонический уступ надвига остается нависающим и ничем не поддерживается. Однако более вероятно, что расположенный в подножии уступа шлейф обломочного материала перекрывается взброшенным блоком и поддерживает его вплоть до гравитационного соскальзывания крупных оползней.

Сбросообразование во многом определяет развитие дельты р. Нигер (рис. 57). Несколько крупных сбросов обуславливают

ее блоковое строение и контролируют характер осадконакопления на всей обширной площади дельты. В ее строении принимают участие и множество мелких сбросов. Этот пример имеет важное значение, поскольку здесь мы видим, что крупные сбросы далеко не всегда выражены в рельефе в виде уступов.

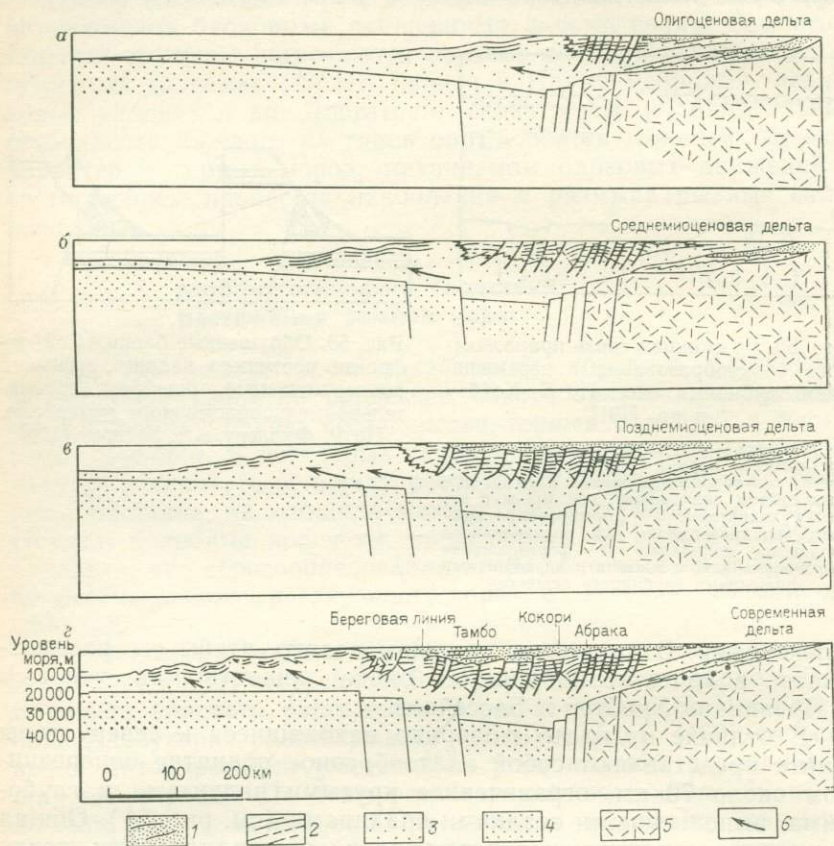


Рис. 57. Эволюция дельты р. Нигер (а—г), начиная с олигоцена, иллюстрирующая синхронное с осадконакоплением формирование сбросов. По Д. Эвэми и др. [133].

Осадки: 1 — континентальные; 2 — прибрежно-морские; 3 — морские (глинистые). Кора: 4 — океаническая; 5 — континентальная; 6 — направление переноса глинистых частиц
Глубина дана в футах

Осадки дельты р. Нигер формировались в результате размыва горных хребтов и рассецены конседиментационными сбросами. Это дает основание для вывода о том, что разломы, пересекающие отложения палеodelты, не обязательно должны быть связаны с более молодыми тектоническими деформациями и образованием горных поднятий.

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ВЫРАЖЕННОСТЬ СДВИГОВ

Сдвиги обычно проявляются в рельефе земной поверхности в виде линейной цепи многочисленных тектонических уступов. Примером могут служить так называемые «загораживающие хребты», представляющие собой крутые уступы, как бы запирающие речные долины (рис. 58) и образованные при горизонтальных смещениях параллельных хребтов на величину, равную половине расстояния между ними [47].

При ярко выраженных сдвиговых перемещениях речных долин, горных хребтов, а также форм рельефа ледникового и аллювиального генезиса можно определить как горизонтальную, так и вертикальную составляющую движения. Так, геоморфологический анализ показал, что по разлому Бранч-Ривер в Новой Зеландии (рис. 59), который обычно рассматривался как преимущественно сдвиговое нарушение, происходили также вертикальные движения, в связи с чем он должен относиться к категории сбросо-сдвигов [264].

Наряду с отдельными сдвигами, часто встречаются целые системы сдвиговых структур значительной протяженности. Вдоль большинства подобных сдвиговых зон заложены речные долины, во многом маскирующие своим аллювием эти структуры. Однако некоторые из них тем не менее проявлены на земной поверхности очень ярко. К таким структурам относится сдвиг Сан-Андреас, вдоль которого наблюдаются горизонтальные смещения дорог, изгородей и апельсиновых плантаций.

Крупные сдвиговые структуры часто расщепляются по простиранию с образованием эшелонированных сдвигов. Блоки, прилегающие к зонам сдвигов, могут быть опущены или приподняты. Выдвижением вверх блоков-пластин в определенной степени решается проблема пространства, возникающая в случае неоднократных подвижек вдоль искривленных разломов.

Горизонтальные перемещения по сдвигам часто достигают нескольких сот километров. Для того чтобы подсчитать их величину, необходимо в первую очередь обратиться не к геоморфологическим, а к основным геологическим данным. Разлом Грейт-Глен в Шотландии впервые был отнесен к категории сдвигов У. Кеннеди [228] на основании предположения, что разобщенные ныне интрузивные гранитные массивы Строншн и Фойерс первоначально представляли единый плутон (рис. 60).

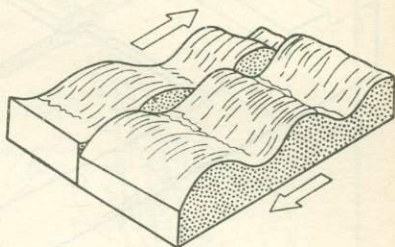


Рис. 58. Формирование «загораживающих хребтов» при сдвиге по разлому линейно ориентированных элементов рельефа

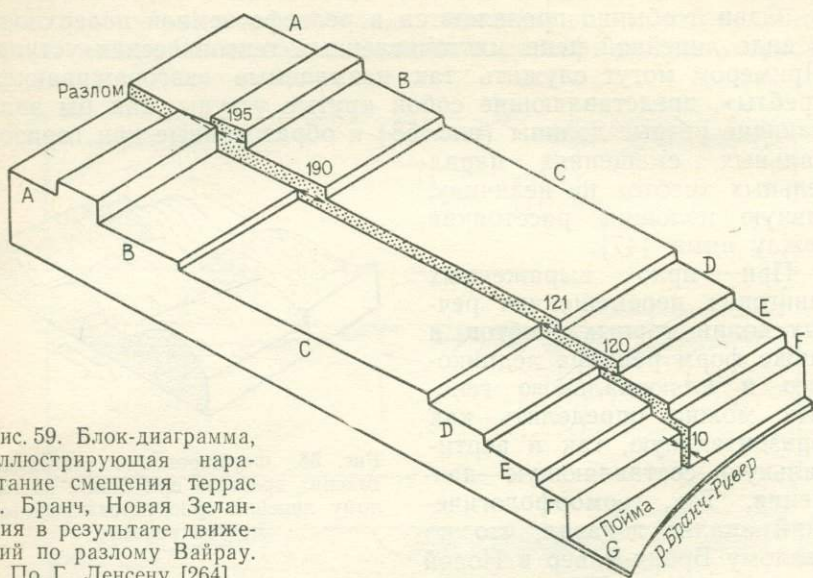


Рис. 59. Блок-диаграмма, иллюстрирующая нарастание смещения террас р. Бранч, Новая Зеландия в результате движений по разлому Вайрау. По Г. Ленсену [264].

Размеры даны в футах

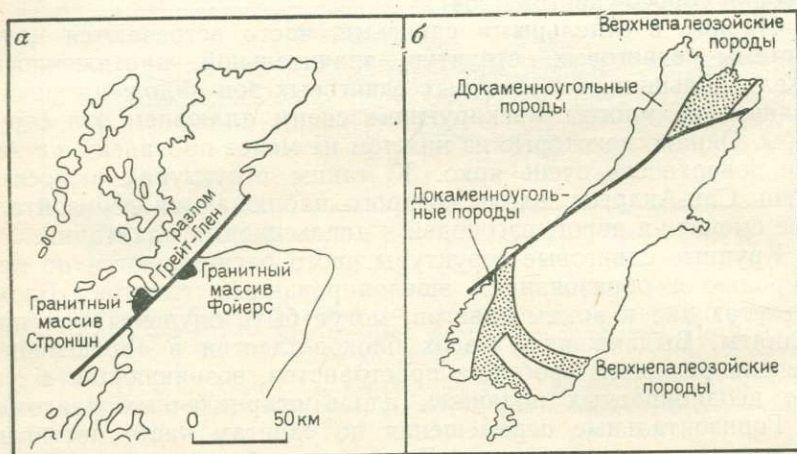


Рис. 60. Крупнейшие сдвиги:

а — разлом Грейт-Глен (Шотландия); б — Альпийский разлом (Новая Зеландия)

Если подобные суждения правомерны, то величина смещения по этому разлому составляет 105 км. В настоящее время горизонтальных движений по нему не происходит. Зона разлома четко выражена в строении рельефа, но ее морфологическая выраженность predeterminedена главным образом избирательной денудацией.

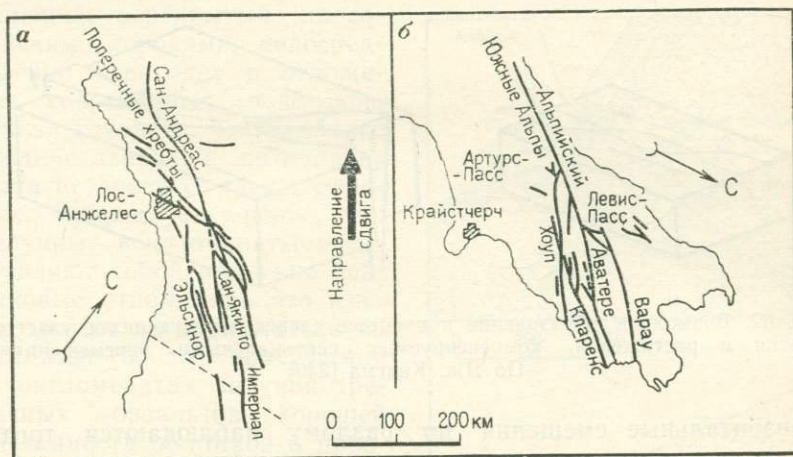


Рис. 61. Карты разломов Южной Калифорнии (а) и Южного острова Новой Зеландии (б), ориентированные так, что направление горизонтальных смещений оказалось одинаковым в обоих регионах. По К. Шульцу [366]

Крупнейшей сдвиговой структурой с правосторонними движениями является Альпийский разлом в Новой Зеландии, длина которого составляет почти 500 км (рис. 60, б) [454]. На большом протяжении он представляет собой линейную структуру. Однако в южной и северной оконечностях разлом расщепляется на серию веерообразно расходящихся разрывов, ограничивающих блоковые структуры. Средняя скорость перемещения по Альпийскому разлому Новой Зеландии, начиная с юрского времени, составляет 3000 Б. Для современной эпохи она оценивается в 900 Б.

Разлом Сан-Андреас — весьма крупная сдвиговая система — связан с расширением океанического дна и трансформными разломами в Калифорнийском заливе. Он до сих пор очень активен. Общая его длина превышает 1000 км. Скорость горизонтальных перемещений, определенная с помощью проводимых с 1970 г. геодезических измерений, 3—5 см/год (40 000 Б). При такой скорости для смещения крыльев разлома на 1000 км необходимо всего 25 млн. лет.

Сравнение сдвига Сан-Андреас в Калифорнии и Альпийского сдвига Новой Зеландии показывает близость их основных черт (рис. 61), которая может свидетельствовать и о генетическом сходстве этих структур. В этой связи К. Шульц [366]

предположил, что повышенная сейсмичность обоих разломов обусловлена проявлением нормальных сдвиговых перемещений. При этом наиболее сильные землетрясения происходят только тогда, когда боковое давление, действующее на зону разлома, достигает аномальной величины, ибо разлом расположен косо по отношению к региональному полю напряжений. Напротив,

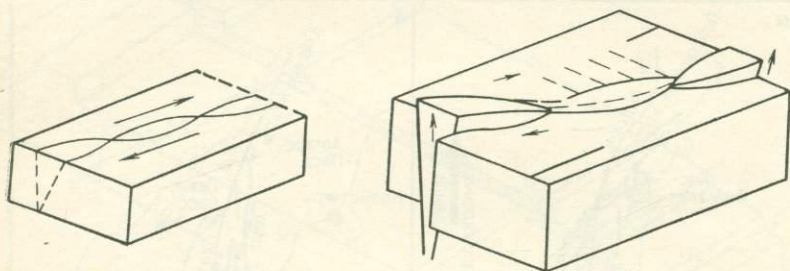


Рис. 62. Возможное образование в процессе сдвига чередующихся участков сжатия и растяжения, компенсируемых вертикальными перемещениями. По Дж. Кингма [240]

горизонтальные смещения по разлому наблюдаются тогда, когда сжатие минимально.

Сдвиговые деформации могут приводить также к вертикальным перемещениям локальных приразломных блоков. Механизм таких тектонических движений иллюстрирует модель, разработанная Дж. Кингма [240] для условий Южных Альп Новой Зеландии.

Как видно на рис. 62, в результате сдвига происходит образование чередующихся участков сжатия и растяжения, причем элементы зоны разлома, к которым приложены сжимающие усилия, компенсируют их посредством восходящих движений. Другим примером подобных поднятий могут служить ограниченные разломами горы Рувензори в Уганде. При этом эрозионная поверхность прилегающей к ним с юго-востока равнины лишь слегка покороблена.

МОРФОЛОГИЯ ПОЛОГИХ НАДВИГОВ

Эти дизъюнктивные дислокации обычно гораздо менее ярко проявлены в рельефе, чем крутопадающие надвиги. Фронт надвинутого блока, как правило, бывает зубчатым в плане и очень неровным, с «заливами», образовавшимися из-за первичных неровностей автохтона, а также вследствие последующих гравитационных обрушений фронта надвига и субсеквентных форм эрозионного расчленения.

В качестве примера рассмотрим морфологическую выраженность разлома Тавонга — единственного доказанного кайнозой-

ского разлома, расположенного в Восточных горах Австралии (рис. 63). Движения по этому разлому, в процессе которых южный блок был перемещен с юго-востока на северо-запад, происходили в течение палеоген-неогенового или четвертичного времени. В результате палеозойские породы были надвинуты на валунные конгломераты, интерпретируемые как аллювиальные отложения [22]. Поскольку аллювий, перекрытый палеозойскими породами, непосредственно переходит в отложения современных водотоков, можно говорить, что наиболее поздние движения по надвигу были не древнее плейстоценовых. Существует мнение, что валунные конгломераты представляют собой пермские ледниковые отложения. Это мнение может не приниматься во внимание из-за присутствия в конгломератах валунов третичных базальтов, хорошей окатанности обломков и практического отсутствия в цементе конгломератов глинистых частиц.

В соответствии с характеристикой разлома, приведенной Ф. Бэвисом [22], отметим, что надвиговые смещения привели к поднятию надвинутого блока на 600 м. Именно такой перепад высот наблюдается между участками, расположенными к юго-востоку (абс. высота 1800 м) и северо-западу (1200 м) от разлома.

Хотя с позиции гравитационной тектоники подобные структуры должны быть достаточно широко распространены, на самом деле они встречаются довольно редко. Это указывает на то, что большинство пологих надвигов образуется не в континентальных условиях, а в бассейнах осадконакопления.

РАЗЛОМЫ, ОГРАНИЧИВАЮЩИЕ ГЛУБИННЫЕ РАЗДВИГИ

С. Кэри [49], введший понятие о сфено- и ромбочазах — треугольных и ромбовидных блоках, сформировавшихся в результате раздвига коры, не дал собственного названия разломам, ограничивающим подобные структуры. Это сделал

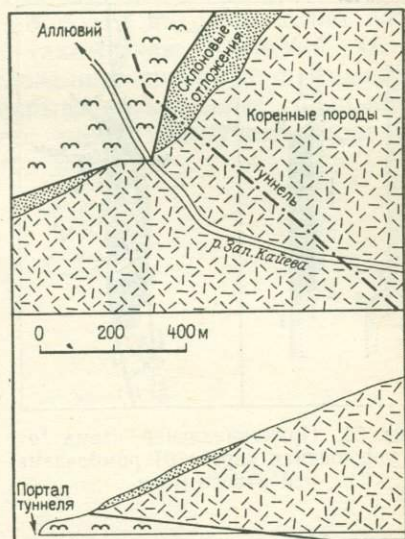


Рис. 63. Карта и поперечный профиль района туннеля, пересекающего разлом Тавонга, штат Виктория, Австралия. По Ф. Бэвису [22]

М. Осмастон [326], который предложил выделить такие разломы в самостоятельный тип дизъюнктивных дислокаций (chasmic fault). Под последними понимаются разломы, определяющие главные возрастные «несогласия», прослеживающиеся через всю толщу литосферы. В качестве таковых могут выступать разломы и зоны разломов — в зависимости от особенностей тектонического строения, заложившиеся на ранних этапах дифференциации земной коры. Указанные разломы, кроме того, служат границами литосферных плит и, вероятно, соответствуют внешним очертаниям континентального шельфа.

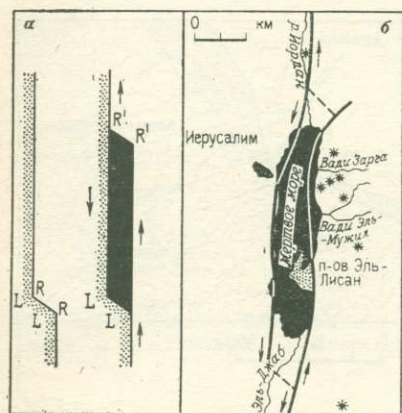


Рис. 64. Принципиальная схема (а) и упрощенная карта (б) ромбозама Мертвого моря

Примером рассмотренных разломов являются нарушения, ограничивающие впадину Мертвого моря, которая сформировалась посредством раздвига коры в зоне сдвиговых дислокаций (рис. 64).

Хорошим доказательством горизонтальных движений служит здесь отсутствие дельт в устьях Вадий-эль-Зарга и Вадий-эль-Мужил,

в то время как дельтовые отложения п-ова Эль-Лисан не имеют определенного источника. Если они обусловлены аккумуляцией указанных вадий, то величина перемещения дельтовых осадков за время, прошедшее с момента их отрыва, достигает почти 40 км.

На основании приведенных, а также ряда других данных А. Куиннелл [341] оценил общую величину горизонтальных смещений в этом регионе в 107 км. Здесь перемещения в течение раннемиоценового — раннеплиоценового времени составляли 62 км, а во вторую фазу — с середины плейстоцена и до четвертичного времени — соответственно 45 км. Горизонтальные перемещения продолжаются и в современную эпоху. Процесс формирования некомпенсированной морским (озерным) осадконакоплением ромбовидной впадины Мертвого моря не сопровождался вулканической активностью.

Современный раздвиг земной коры наиболее хорошо изучен в районе Красного моря — Аденского залива, где он начался 25 млн. лет назад. Образование впадины-грабена сопровождалось накоплением мощной толщи осадков и поднятием прилегающих участков континента почти на 1000 м. Прираздвиговое поднятие не связано со штамповым перемещением вверх блока подстилающей кору мантии, а вызвано всплыванием и уплотнением разогретого мантийного вещества. При этом

в зияющей трещине стала формироваться океаническая кора. Однако, поскольку трещина была очень узкой, а прилегающие к ней участки испытывали поднятие, новообразованная кора была вскоре перекрыта осадками.

Жаркий климат может привести к испарению морской воды, заполнявшей подобные впадины, в результате чего в их пределах будут образовываться соляные горизонты. Такое явление весьма характерно для замкнутых или полузамкнутых бассейнов, подобно Красному морю, но почти не свойственно полуоткрытым морским впадинам, таким как Аденский залив. В дальнейшем терригенные отложения, сносимые с поднятых окраин континентов, будут перекрывать указанные соляные горизонты. Рассмотренный процесс может послужить моделью, иллюстрирующей распад Пангеи в мезозое.

Для того чтобы определить содержание некоторых основополагающих геотектонических понятий, рассмотрим главные особенности развития горных поясов. На рис. 65 показаны фундаментальные различия между континентом и океаном. Океаническая кора ограничивает сложенную сиалическим материалом плиту повышенной мощности, именуемую *кратоном*, *щитом*, а иногда просто *фундаментом*. Осадки, поступающие с континента, отлагаются в морском бассейне в большинстве случаев в виде осадочного клина или призмы, залегающей на континентальном склоне. Верхняя часть терригенной толщи располагается на поверхности кратона, сложена платформенными осадками и называется континентальным клином. При выделении континентального клина следует учитывать, что некоторые крупные дельты (например, дельты рек Миссисипи и Нигер) могут быть наложены на океаническую кору. Строение осадочного клина (призмы) может усложняться за счет различных причин, но в целом условия его формирования напоминают геосинклинальные (см. гл. 12), и в дальнейшем здесь также закладывается *складчатый*, или *подвижный*, пояс.

Давление со стороны ложа океана приводит к смятию осадочной призмы и образованию *краевого складчатого пояса*, или *складчатого пояса форланда*. На приокеанической стороне этого пояса происходят надвиговые дислокации, приводящие к формированию *тектонических покровов*, которые перемещаются из так называемой *ядерной*, или *корневой зоны*, сложенной сильно метаморфизованными породами, маркирующими наиболее дислоцированную и измененную часть подвижного пояса. В результате подобных деформаций часть поступивших с континента осадков, залегающих на океанической коре, может снова переместиться на континент. Одновременно с латеральными перемещениями на глубине в условиях ультраметаморфизма происходит становление гранитных интрузий, сопровождающееся воздыманием складчатых толщ и формированием горных хребтов или, другими словами, орогенических поясов.

Следующие стадии развития пояса характеризуются нарастанием разогрева нижних горизонтов коры и длительной тектонической активностью, выражающейся в виде одного или нескольких мощных импульсов горообразования, или орогенеза. В течение этих импульсов разогретые и пластичные осадочные породы, выполняющие узкий подвижный пояс, осложненный протяженными впадинами, сдавливаются, будучи «прижаты» к жестким и стабильным форландам. Геосинклинальные толщи

так же, как и породы фундамента, подвергаются при этом смятию и дроблению, а в некоторых случаях претерпевают интенсивные метаморфические изменения — вплоть до частичного плавления. Магматические расплавы, генерированные в глубоких горизонтах коры, прорывают складчатые толщи, давая начало интрузиям гранитоидов [347]. В конечном итоге все

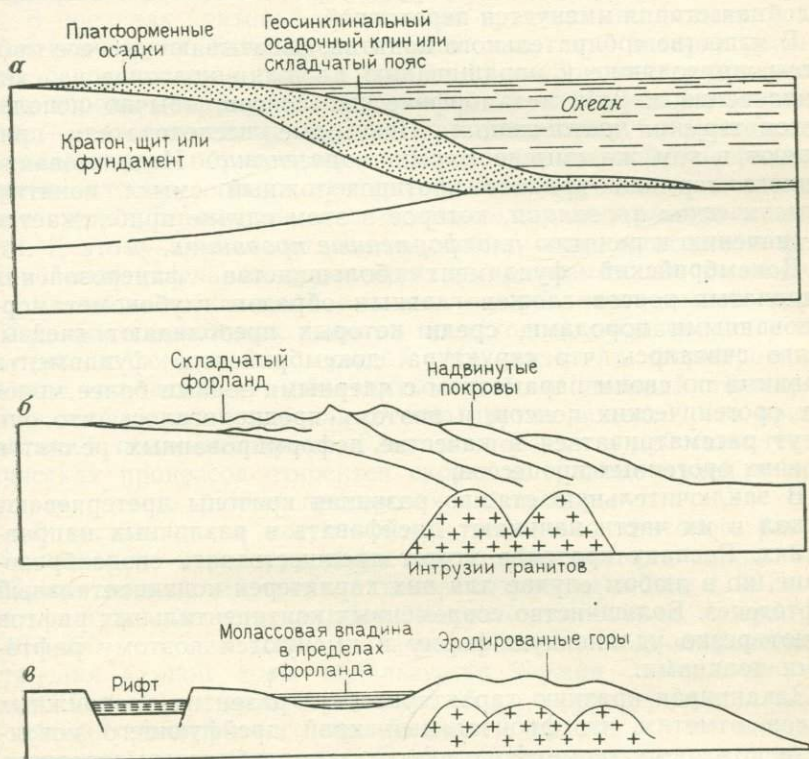


Рис. 65. Иллюстрация смысла некоторых тектонических терминов.

а — взаимоотношения кратона, океана, платформы и осадочного клина; б — прикратонный складчатый пояс (форланд) и шарьяжи, являющиеся результатом давления на континент (складчатость может сопровождаться внедрением гранитных интрузий); в — расчленение и денудация гор, аккумуляция осадков во впадинах, расположенных у подножия горных сооружений; форланд может начать испытывать блоковые деформации

подвижные пояса испытывают восходящие движения и превращаются в горные области.

После периода интенсивных тектонических деформаций и общего воздымания наступает время активной эрозии горных сооружений. Продукты разрушения гор, имеющие грубообломочный состав и обычно характеризующиеся примесью вулканогенного материала, отлагаются во вторичных впадинах, прилегающих к основному орогенному поясу. Эти впадины известны под названием *краевых* или *молассовых* и могут протяги-

ваться наподобие рва вдоль всей горной цепи. В конечном счете горы полностью нивелируются и осадконакопление вновь приобретает платформенный характер.

В эту позднюю стадию развития подвижного пояса могут происходить разломообразование, рифтогенез, внедрение кольцевых даек, а также процессы, связанные со становлением так называемых посторогенных интрузий гранитоидов. В Австралии подобная стадия именуется переходной.

В качестве собирательного понятия, охватывающего все процессы, приводящие к наращиванию площади кратонов за счет приращения к ним метаморфических поясов, обычно используется термин *кратонизация*. Некоторые исследователи применяют в том же смысле термин *орогенезис*. Использование данного термина придает противоположный смысл понятию *орогенические провинции*, которое в этом случае приближается по значению к понятию *платформенные провинции*.

Докембрийский фундамент большинства фанерозойских складчатых поясов сложен главным образом глубокометаморфизованными породами, среди которых преобладают гнейсы. Долго считалось, что структура докембрийского фундамента сравнима по своим параметрам с ядерными зонами более молодых орогенических поясов, и поэтому предполагалось, что они могут рассматриваться в качестве деформированных реликтов древних орогенных процессов.

В заключительную стадию развития кратоны претерпевают раскол и их части начинают дрейфовать в различных направлениях. Распаду кратонов может предшествовать сводообразование, но в любом случае для них характерен континентальный рифтогенез. Большинство современных континентальных рифтов имеют резко удлиненную форму и именуются поэтому рифтовыми долинами.

Заканчивая краткую характеристику развития подвижных поясов, отметим, что фронтальный край дрейфующего континента по своему геоморфологическому и глубинному строению, а также истории геологического развития резко отличается от тылового.

ЩИТЫ И КРАТОНЫ

Термином *щит* обозначается территория, которая не подвергалась складчатым или каким-либо другим сложным дислокациям, начиная с позднего докембрия. Точные границы щитов наметить довольно трудно, поскольку они, как правило, перекрыты осадочными, большей частью — недеформированными толщами. Несмотря на эрозионное расчленение, кристаллические щиты не отличаются широким развитием гор. Большинство из них лежат выше уровня моря и характеризуются холмисто-увалистым рельефом, морфологические контрасты ко-

того связаны с селективной эрозией. Вулканическая деятельность, сейсмические процессы и активные тектонические перемещения здесь полностью отсутствуют*.

Под *кратонами* обычно понимают центральную стабильную часть континента. Термин *кратонизация* используется для обозначения процесса превращения обрамляющих кратоны поясов в участки кратонов.

В пределах кратонов, сложенных архейскими толщами с абсолютным возрастом древнее 2500 млн. лет, распространены два основных типа горных пород: 1) глубокометаморфизованные породы — гранулиты и гнейсы; 2) слабометаморфизованные — зеленокаменные породы, развивающиеся по вулканогенно-осадочным образованиям. На эродированной поверхности архея залегают породы протерозойского возраста, представленные вулканогенными и осадочными толщами огромной мощности. К этому времени относится стабилизация кратонов и формирование отдельных крупнейших зон разломов, которые могли в дальнейшем оказывать влияние на развитие земной коры. Тогда же в некоторых районах происходило образование асимметричных складчатых поясов. Механизм их формирования может, по-видимому, объясняться либо с позиций тектоники плит, либо с помощью каких-либо других моделей, что преобладает в последнее время. Главный перерыв в действии тектонических процессов относится скорее к границе архея и протерозоя, чем к границе протерозоя и палеозоя.

В состав щитов могут входить несколько кратонов, различающихся по характеру своих комплексов древних пород. Так, Африка состоит из трех кратонов возрастом около 1100 млн. лет, окруженных структурами некратонного типа возрастом 540—650 млн. лет. Для обозначения подобного специфического строения земной коры используется термин *панафриканская кора*. Она имеет мощность около 35 км, характеризуется плотностными свойствами сиалического материала и сложена гранитами, гранодиоритами, а также вулканогенными и осадочными породами. Это типичная континентальная кора, особенностью которой является отсутствие признаков сжатия в фанерозойское время.

А. Мияширо [292] приводит данные, свидетельствующие о незначительных различиях в величине денудационного среза докембрийских щитов и фанерозойских складчатых поясов. Согласно представлениям этого исследователя, отсутствие в докембрии пород глаукофановой фации метаморфизма не связано с деятельностью эрозионных процессов, которые могли бы уничтожить эти толщи. Развитие в пределах докембрийских щитов

* Некоторые участки щитов, например северо-восточная часть Балтийского щита, могут испытывать тектоническое омоложение, сопровождающееся дифференцированными тектоническими движениями и умеренной сейсмичностью.— *Прим. ред.*

пород гранулитовой фации обусловлено, по мнению А. Мияширо, более высокой интенсивностью метаморфических процессов и соответственно повышенным геотермическим градиентом в ранние этапы эволюции Земли.

СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

Горные хребты могут рассматриваться как наиболее типичные представители форм рельефа II порядка. Хотя, как мы увидим в дальнейшем, они не имеют отношения к складчатым дислокациям, до сих пор бытуют старые представления о формировании гор в результате сжатия коры и образования складчатости и горные хребты все еще рассматриваются исследователями как аналоги складчатых поясов. Складчатые пояса формировались в различные периоды геологической истории, в так называемые *орогенные фазы*, характерные, как часто предполагается, для строго определенных этапов развития подвижных поясов. Принято считать, что орогенез или складчатость следуют после накопления осадков, но до внедрения интрузивных тел, которые прорывают складчатые толщи, хотя в отдельных случаях складчатость может протекать почти одновременно с осадконакоплением или с интрузивной деятельностью.

На любой карте хорошо видно, что горные хребты, как и складчатые пояса, имеют удлиненную форму при небольшой ширине. Они могут занимать самую различную структурную позицию и отвечать окраинам континентов, геосинклиналям или островным дугам. Причины этого, так же как и механизм образования складчатых поясов, будут обсуждаться нами в процессе дальнейшего изложения (см. гл. 8, 12, 13, 18).

КРАТОНИЗАЦИЯ

Как уже отмечалось, кратонизацией именуется процесс наращивания кратонов за счет осадочных и вулканогенных отложений, накапливающихся в их краевых зонах. Кратонизация может происходить путем субдукции, аккреции, а также сжатия и внедрения гранитных интрузий. При субдукции происходит наращивание нижней части коры, куда поступают продукты плавления поддвигающейся плиты. Поэтому кратонизация такого типа не фиксируется на геологических картах. Однако если кратонизация осуществляется посредством аккреции, то новообразованные участки кратонов должны иметь геологическое выражение. Неоднократное повторение указанного процесса приведет к концентрическому расположению вокруг кратонов наращенной коры и будет свидетельствовать о разрастании континентов.

Эта концепция находит подтверждение только в Северной Америке (рис. 66). Последовательной аккрецией кратона может объясняться также размещение на северо-западе США пяти

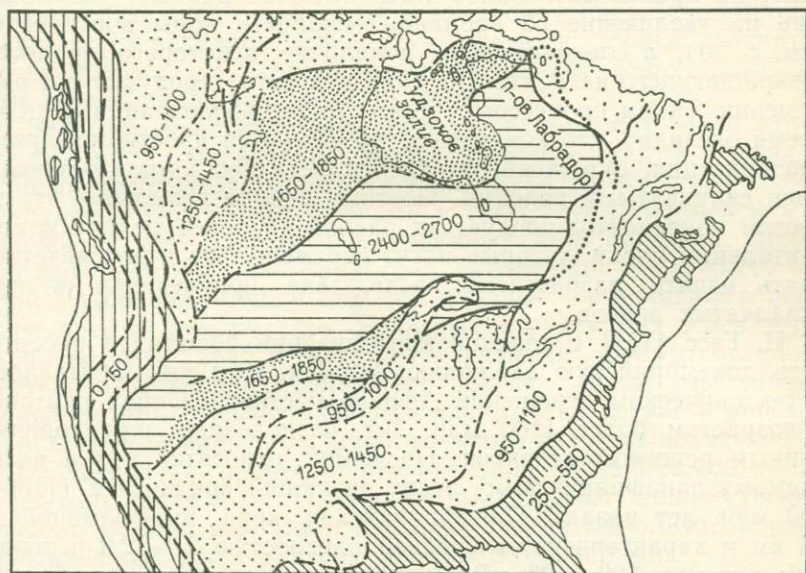
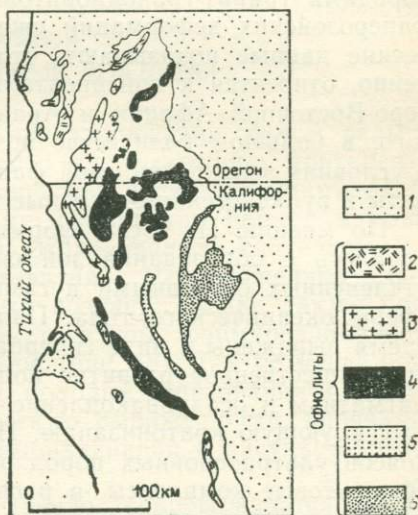


Рис. 66. Пример кратонизации. По Г. Гастиле [153].

Северная Америка, состоящая из ядра древних пород и обрамляющих его, при-
члененных к ядру сравнительно узких зон
более молодых толщ
Цифры на рисунке — возраст пород,
млн. лет

Рис. 67. Положение пяти офиолитовых поясов в северо-западной части США. Направленное омоложение поясов по направлению к Тихому океану, вероятно, может рассматриваться как результат аккреции материковых масс. По Р. Колеману и В. Ирвину [68].

1 — кайнозойские отложения; 2, 3 — юрские породы (2 — постневадийские, 3 — невадийские); 4 — пермо-триасовые породы; 5 — верхнепалеозойские (пермские) породы; 6 — нижнепалеозойские (ордовикские и девонские) породы



офиолитовых поясов (рис. 67), которые формировались в определенные отрезки времени, начиная от ордовика-девона и до юры в полосе шириной менее 200 км [68].

Кратонизация служит доказательством консервативности, а не эфемерности континентальных масс. Приняв последнюю

точку зрения, мы должны допустить направленное разрушение эрозийными процессами континентальной коры, приводящее к ее утонению, а затем и к полному уничтожению. Этого, однако, не происходит. Более того, имеются данные, указывающие на увеличение со временем мощности коры континентов (см. с. 70), а следовательно, и наличие некоторого процесса, возвращающего на континент (или под него) продукты его разрушения. Таким процессом и может быть кратонизация. В то же время очевидно, что континенты не являются простыми ядрами кратонизации, окруженными последовательно омолаживающимися складчатыми поясами. Поэтому вполне возможно, что за ростом континентов следует их распад на более мелкие континентальные блоки, которые могут перемещаться и впоследствии опять начать разрастаться вследствие приращения к ним складчатых поясов.

И. Гэсс [151] с позиций кратонизации попытался рассмотреть докембрийскую эволюцию Африки. Как уже отмечалось, в тектоническом отношении Африка состоит из трех кратонов с возрастом более 1100 млн. лет, разделенных территориями с иным режимом развития. Последние относятся к так называемому панафриканскому этапу эволюции континента (1100—500 млн. лет назад). Панафриканская кора имеет мощность 35 км и характеризуется средней плотностью 2,7—2,9 и тепловым потоком 500—100 мВт·м. Она сложена главным образом породами гранит-гранодиоритового состава и не несет следов фанерозойских деформаций сжатия. Геологические и геофизические данные показывают, что панафриканская кора, несомненно, относится к континентальному типу. 60 % площади Северо-Восточной Африки и Аравии сложено гранитами. Кроме того, в большом количестве присутствуют метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации известково-щелочные вулканы и вулканогенно-осадочные породы.

По мнению И. Гэсса, формирование панафриканской коры началось с образования зон спрединга в краевых бассейнах, отчлененных островными дугами, и становления здесь литосферы океанического типа. Палеоостровные дуги в настоящее время выражены в виде гипербазитовых поясов. В дальнейшем преимущественное развитие получили вулканизм, интрузивный магматизм и осадконакопление — процессы, обусловившие прогрессирующую кратонизацию. Некоторые из упомянутых ранее поясов ультраосновных пород рассматриваются И. Гэссом как офиолитовые комплексы, а расположенные за ними участки — как фрагменты морского дна, существовавшего за островными дугами. Эти небольшие окраинные моря, вероятно, были похожи на современные краевые бассейны юго-западной части Тихого океана. В конце панафриканского этапа (450 млн. лет назад) зрелые островные дуги прикрепились к континенту и процесс кратонизации окончательно завершился.

СТОЛКНОВЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ

Рост материков происходил не только за счет кратонизации, но и при столкновении дрейфующих континентальных плит. В зонах столкновения, как это и предусматривается тектоникой плит, формировались складчатые пояса и горные поднятия, очень похожие на окраинно-континентальные горы, образованные в условиях одностороннего сжатия.

Зоны столкновения континентов представляют собой структурные швы, спаивающие континентальные плиты. Согласно широко распространенному мнению, такой структурой является Индийский шов, расположенный к северу от Гималаев и маркирующий зону закрывшегося океанического бассейна. Другой пример такого рода — Уральский складчатый пояс, выступающий в роли шва между Европой и Азией и возникший в пермское время. Большинство остальных структурных швов выражено не столь ярко и выделяется главным образом предположительно. Основанием для этого обычно служат офиолитовые пояса, которые рассматриваются как остатки древнего морского дна. Объем офиолитов, однако, во много раз меньше, чем объем поглощенной в процессе столкновения океанической коры, и поэтому такие сопоставления не выдерживают количественной оценки. Вполне вероятно, что локализация офиолитов в узких протяженных зонах объясняется иными причинами.

СВОДОВЫЕ ПОДНЯТИЯ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВПАДИНЫ

Одной из ярких особенностей размещения форм рельефа II порядка является характерное для некоторых континентов чередование впадин или низменностей с разделяющими их пологими поднятиями или сводами. Наилучшим примером может служить Африка (см. рис. 4), отличающаяся длительным периодом континентального развития. Расположенные здесь своды хотя и имеют различный возраст, однако также представляют собой долгоживущие структуры, формирование которых началось в позднем палеозое (рис. 68). Тем не менее большинство из них — относительно молодые образования и поэтому имеют прямую геоморфологическую выраженность, проявляясь в деформациях поверхностей выравнивания и рисунке эрозионной сети (см. с. 242).

Сводообразование, как правило, сопровождается формированием разломов и рифтовых впадин. Примером служит система сводов и рифтогенных структур, образующих в совокупности гигантскую рифтовую систему в Восточной Африке. Согласно К. Бюрку и Ж. Дэви [44], своды могут рассматриваться как наддиапировые поднятия, обычно увенчанные вул-

канами и осложненные тремя рифтовыми впадинами, рисунок которых напоминает в плане латинскую букву Y. Осевой рифт часто бывает залечен дайками, а одно из боковых ответвлений, как правило, представляет собой слабо развитую рифтовую структуру, превращаясь в авлакоген.

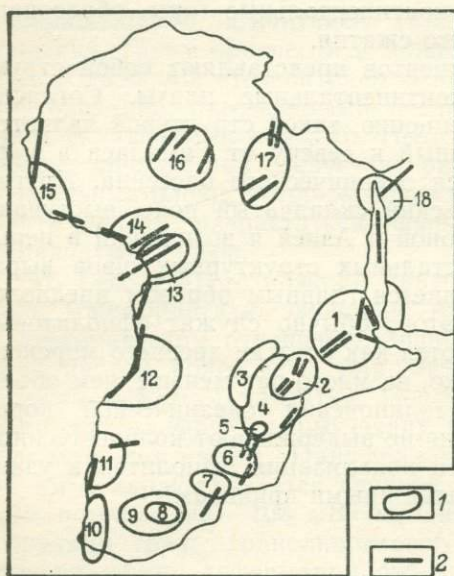


Рис. 68. Своды (1) и главные рифтогенные разломы Африки (2). По М. ле Басу [258].

Сводовые поднятия, в скобках их примерный возраст: 1 — Эфиопско-Аденский (третичный), 2 — Кенийский (третичный—современный), 3 — Западного рифта (Конго-Угандийский) (позднетретичный—современный), 4 — Восточно-Африканский (поздне меловой—третичный), 5 — Рунгвейский (позднетретичный—современный), 6 — Чилва-Замбезийский (меловой), 7 — Родезийский (раннемезозойский), 8 — Трансваальский (докембрийский), 9 — Претория-Кимберлийский (мезозойский), 10 — Бушменленд-Свазилендский (поздне меловой — раннетретичный), 11 — Юго-Западно-Африканский-Уругвайский (мезозойский), 12 — Ангольско-Южно-Бразильский (меловой), 13 — Камерунский (третичный—современный), 14 — Нигерийско-Северо-Восточно-Бразильский (позднепалеозойский—раннемезозойский), 15 — Гвинея-Гвианский (меловой), 16 — Ахаггарский (третичный—современный), 17 — Тибести (третичный—современный), 18 — Суэц-Синайский (третичный)

Сводовые поднятия не только в Африке, но и на других континентах сопровождаются заложением рифтовых впадин или по крайней мере разломообразованием. Так, Рейнский грабен осложняет осевую часть свода, достигающего в ширину 190 км. Формирование грабена сопровождалось утонением коры и слабой вулканической активностью. Цепь сводов, протягивающихся вдоль Главного водораздела Австралии, напоминает линейные системы сводов в Африке. Сводообразование здесь сопровождалось дизъюнктивной тектоникой и вулканической деятельностью, но не повлекло за собой становления рифтовых впадин.

Сводовые поднятия, вероятно, предшествовали разделению континентальной коры на самостоятельно перемещающиеся плиты. Этот процесс начинался с образования разломов, а впоследствии и грабенов, пронизывающих всю толщу коры, что в конце концов могло повлечь за собой распад континентов. Опираясь на подобные представления, можно предположить, что полусводы, расположенные вдоль окраин континентов, — это фрагменты разорванных при дрейфе материков древних сводовых поднятий. М. ле Бас [258] выделил подобные струк-

туры в зоне сочленения Африки и Южной Америки (см. рис. 68).

Примерами крупных континентальных впадин являются впадины Конго и Калахари. Континентальные депрессии таких размеров, вероятно, образовались в результате оттока вещества глубинных горизонтов или вследствие поднятия их краевых

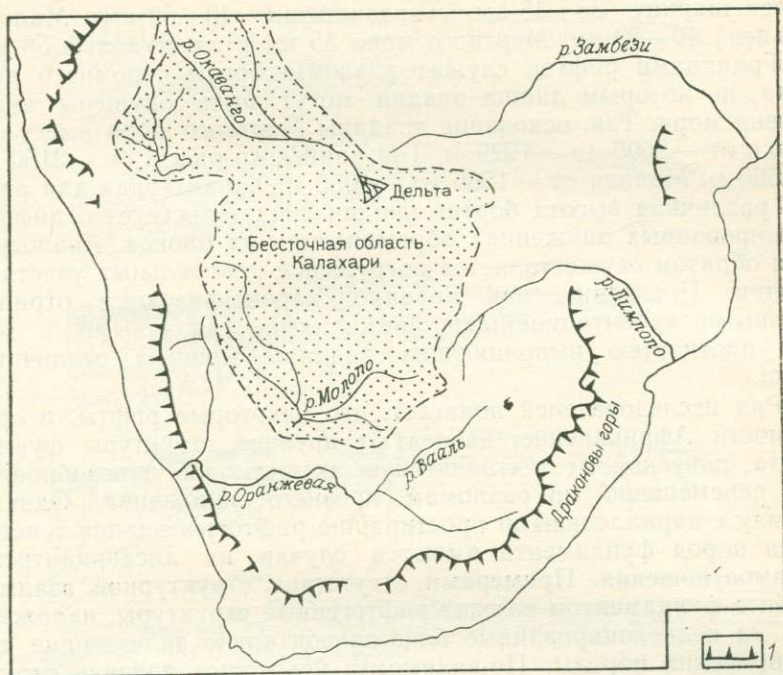


Рис. 69. Великий уступ Южной Африки (1) и его позиция по отношению к бессточной области (точки) впадины Калахари. По Б. Брокку [34]

зон. Указанные процессы могут быть взаимосвязаны и подкорový материал перемещается в этом случае от впадин к смежным сводовым структурам. Возможно также, что поднятия, расположенные в краевых участках континентов и обрамляющие расположенную между ними крупную континентальную впадину, оформились в результате восходящих изостатических движений, компенсирующих давление мощной толщи терригенных осадков, аккумулярованных в прибрежной зоне морей, омывающих данную часть континента. Подобное происхождение, вероятно, имеет пояс поднятий, обрамляющий Южно-Африканское побережье. В этом случае должна обязательно образоваться внутриконтинентальная впадина (рис. 69) даже при отсутствии оттока подкорového материала из-под нее.

РИФТОВЫЕ ВПАДИНЫ

Эти структурные формы представляют собой протяженные грабены (длина Африканской рифтовой системы достигает $\frac{1}{6}$ окружности земного шара), в большинстве случаев заложенные в осевой зоне сводовых поднятий. Ширина их колеблется в очень узких пределах: Западный рифт, или впадина оз. Альберт, имеет ширину 35—45 км, Танзанийский 40—50 км, Малави (Ньяса) 40—60 км, Мертвого моря 35 км и оз. Рудольф 55 км.

Границами рифтов служат разломы-сбросы огромного размаха, по которым днища впадин могут быть опущены ниже уровня моря. Так, основание впадины Мертвого моря имеет отметки от —2600 до —1229 м, Танзанийского рифта от —2150 до —2560 м, Малави от —1565 до —1005 м. Характерная для рифтов различная высота бортов впадин свидетельствует о дифференцированных движениях обрамляющих их блоков. Аналогичным образом осуществляется погружение центральных участков впадин. Последние, как правило, характеризуются отрицательными гравитационными аномалиями, связанными с малой плотностью выполняющих впадины мощных осадочных толщ.

Ряд исследователей полагает, что некоторые рифты, в особенности Африканские, наследуют древние структуры фундамента, допуская их тектоническую активизацию и возобновление перемещений по разломам древнего заложения. Однако наряду с параллельными простиранию рифтовых впадин текстурами пород фундамента имеются случаи их дискордантного взаимоотношения. Примерами отсутствия структурной взаимосвязи с фундаментом служат рифтогенные структуры, наложенные на недислоцированные близгоризонтально залегающие докембрийские породы. По-видимому, некоторые древние структуры, особенно разрывные нарушения, могут рассматриваться как результат современного рифтообразования, хотя на самом деле они не имеют никакого отношения к этому процессу.

Формирование рифтовых впадин во многих случаях сопровождается современной вулканической деятельностью. Однако имеются и рифтовые структуры без действующих вулканов, например Байкальская рифтовая зона, протягивающаяся на 2500 км при ширине 50—60 км. В отличие от Байкальского рифта в других структурах значительные участки практически целиком сложены вулканическими породами. Естественно, что история развития таких рифтов может быть реконструирована с большей детальностью. Примером подобного рода может служить восточная часть Южно-Кенийского рифта [16]. Заложению рифта здесь предшествовали извержения щитовых вулканов, начавшиеся 13 млн. лет назад. Восточная сбросовая граница впадин оформилась 3,3 млн. лет назад, после чего (1,9 млн. лет назад) произошло образование внутреннего гра-

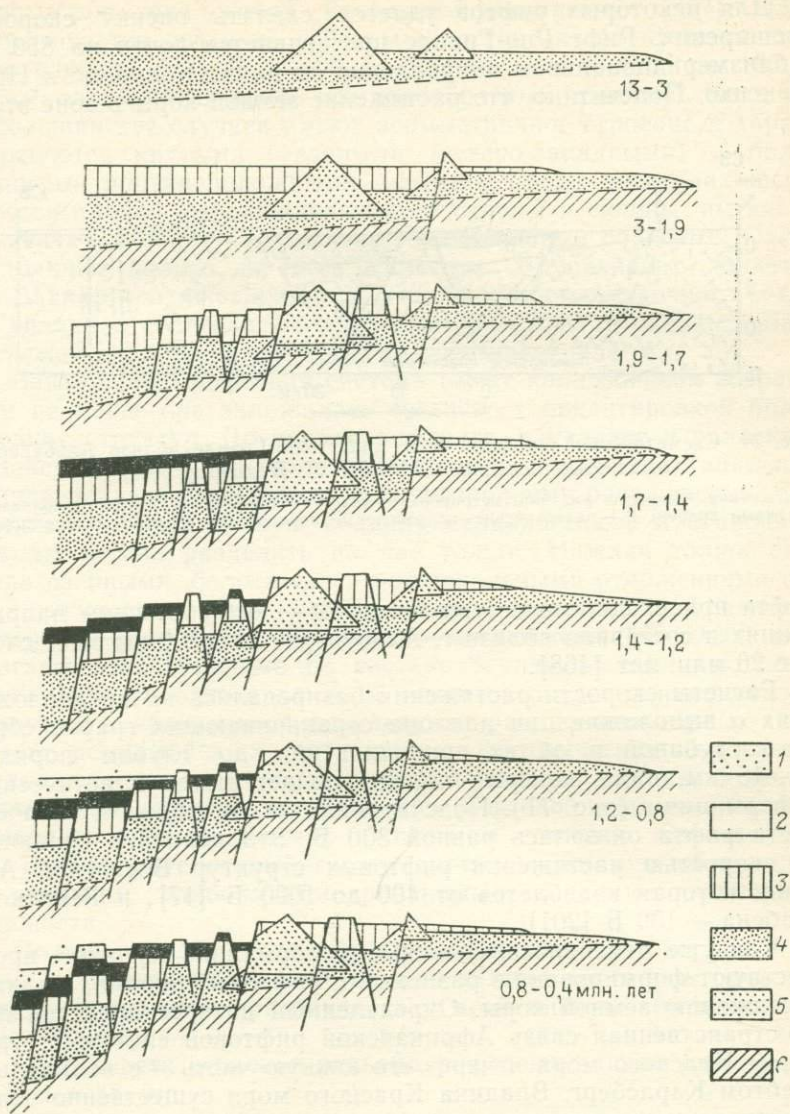


Рис. 70. Система схематических профилей, показывающая эволюцию восточного фланга Южно-Кенийского рифта. По Б. Бекеру и Дж. Митчеллу [16].

1 — трахитовые плато; 2 — базальты Ол-Керо-Неро и Ол-Типиси (залитые участки); 3 — трахиты Лимуру; 4 — миоцен-плиоценовые фельзиты и трахиты; 5 — вулканиты Ол-Эсайети и Нгонго; 6 — докембрийские породы

бена. Развитие рифта происходило на фоне практически не пре-
 вращавшихся блоковых перемещений (рис. 70).

Для некоторых рифтов удается сделать оценку скорости
 расширения. Рифт Рио-Гранде протягивается почти на 850 км
 в близмеридиональном направлении от плато Колорадо к Нью-
 Мексико. Подсчитано, что растяжение земной коры в зоне этого

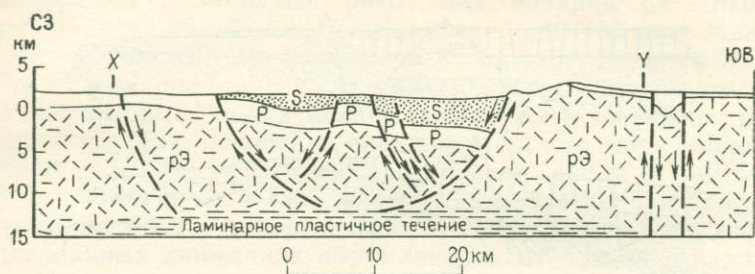


Рис. 71. Схематический профиль через рифт Рио-Гранде вблизи Альбукерке,
 штат Нью-Мексико, США. По Л. Вудварду [468].

Растяжение, равное 8 км, зарегистрировано между точками X и Y. S — заполненный
 осадками грабен; P — палеозойские—олигоценые породы; рз — докембрийские породы

рифта происходило в северо-западном — юго-восточном направ-
 лениях и составило вблизи г. Альбукерке около 8 км за послед-
 ние 26 млн. лет [468].

Расчеты скорости растяжения базировались на предположе-
 ниях о выполаживании наклона ограничивающих грабен сбросов
 с глубиной и об их проникновении до глубин порядка
 10—15 км, ниже которых породы подвергаются пластическим
 деформациям (рис. 71). Подсчитанная таким образом скорость
 роста рифта оказалась равной 300 Б. Эта величина сравнима
 со скоростью растяжения рифтовых структур Восточной Аф-
 рики, которая колеблется от 400 до 1000 Б [17], и Рейнского
 грабена — 100 Б [201].

Как уже отмечалось, сводовые деформации, вероятно, пред-
 шествуют формированию разломов и рифтовых впадин, а также
 растяжению земной коры. Определенный интерес представляет
 пространственная связь Африканской рифтовой системы с гра-
 беном Красного моря и через его южную часть — с подводным
 хребтом Карлсберг. Впадина Красного моря существенно отли-
 чается от континентальных рифтов как положительным грави-
 тационным полем, так и предполагаемым симатическим соста-
 вом пород основания и может рассматриваться как пример
 зарождения зоны спрединга. Легко можно себе представить,
 что в дальнейшем зона спрединга будет развиваться вдоль аф-
 риканской рифтовой системы и отчленит Восточную Африку
 от остального континента, подобно тому как это произошло, ве-
 роятно, ранее с Мадагаскаром.

Байкальская рифтовая система во многом, вплоть до своих параметров, аналогична Восточно-Африканской [237]. Она протягивается почти на 2500 км и состоит из 12 крупных впадин-грабенов длиной от 100 до 700 км и шириной от 15 до 48 км, заложенных вдоль оси аркообразных поднятий. Впадины в большинстве случаев имеют асимметричное строение и характеризуются крутыми северными (северо-западными) и более пологими противоположными бортами. Среди последних выделяются плавно выполаживающиеся склоны и склоны, имеющие ступенчатую форму, осложненные небольшими сбросами. Озера выполняют далеко не все депрессии. Крупнейшим является оз. Байкал протяженностью 670 км. Мощность осадочного чехла во впадинах составляет в среднем 1500—2500 м, однако в Байкальской впадине она, возможно, превышает 6000 м.

Байкальская рифтовая система имеет кайнозойский возраст. Тем не менее она заложилась согласно с ориентировкой более древних структур. До начала рифтинга, в меловое и раннекайнозойское время, эта территория была тектонически стабильной и подвергалась выравниванию и эрозионному расчленению. Выполняющие Байкальскую впадину вулканогенные и осадочные породы можно разделить на две толщи. Нижняя толща сложена озерными, болотными и аллювиальными отложениями общей мощностью 1000—3000 м, формировавшимися в течение олигоцена—плиоцена. Верхнюю — мощностью 500—1200 м — слагают разнообразные по составу осадки, накапливающиеся в условиях холодного климата эпохи от позднего плиоцена до голоцена и являющиеся результатом разрушения горных поднятий, испытывавших восходящие тектонические движения. Вулканизм, главным образом базальтоидного состава, большей частью локализуется за пределами рифтовой впадины, тяготея к активно воздымающимся блокам и сводам. Отвечающий оз. Байкал интенсивный гравитационный минимум обусловлен в основном слаболитифицированными осадками громадной мощности.

Поздние стадии эволюции рифта пока наиболее хорошо изучены на побережье Атлантики, где каждая из сторон прежней рифтовой впадины превратилась в асейсмичную континентальную окраину.

Особенности строения рельефа рифтовых впадин рассматривались в гл. 3.

АВЛАКОГЕНЫ

По отношению к рифтовым впадинам и зонам спрединга океанических хребтов авлакогены могут рассматриваться как недоразвитые структуры. Кратко о них уже упоминалось (с. 65). Приуроченность некоторых предполагаемых авлакогенов к точ-

кам тройного сочленения Атлантики показана на рис. 72. Тектоническую структуру глобального рельефа можно объяснить и с других позиций.

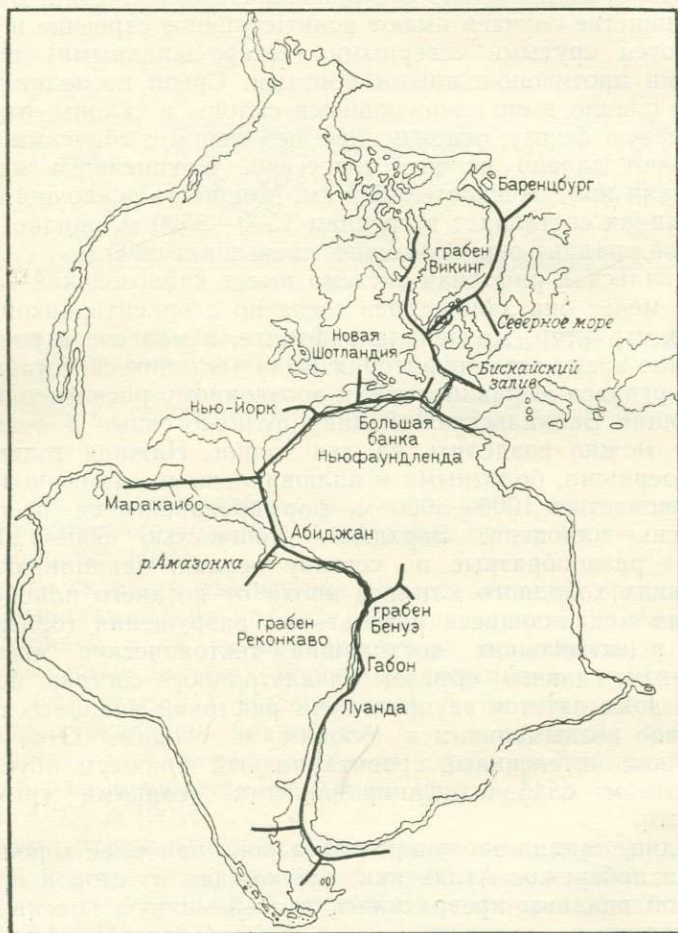


Рис. 72. Участки тройного сочленения по берегам Атлантики.

Большинство рифтов являются частью рифтовой системы, расположенной между Америкой и Африкой, а отмершие рукава сохраняются на континентах в виде авлакогенов

Прекрасным примером авлакогена служит структура, расположенная в Южной Африке и контролирующая низовья р. Лимпопо (рис. 73). К. Ривес [348] описал ее как авлакоген, трассируемый клинообразным дайковым поясом, вершина которого направлена на солончаковую впадину Этоша-Пан в На-

мибии. Эта структура выражается несколькими депрессиями рельефа и прослеживается в направлении побережья, где она разделяет две флексуры — Лебомбо и Саби, сформировавшиеся

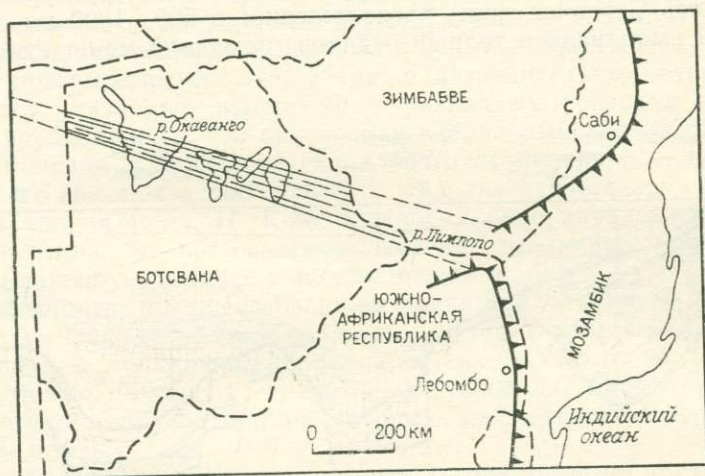


Рис. 73. Авлакоген Лимпопо, трассируемый дайковым поясом, сформировавшимся после отложения формации Карру, и его позиция по отношению к флексурам Лебомбо и Саби. По К. Ривесу [348]

после отложения формации Карру. Флексуры, если они, конечно, не маркируют древнюю границу континента, сформировались при распаде Гондваны. Оси моноклиналей и авлакогена пересекаются почти под правильным углом 120° .

РАСПАД КОНТИНЕНТОВ

Осадконакопление в мезозое, по данным П. Кента [231], локализовалось в глобальном масштабе преимущественно во впадинах, расположенных в краевых частях палеозойских массивов. Вертикальные блоковые перемещения краевых зон носили прерывистый характер, сопровождалась формированием грабенов и происходили в пермское, триасовое и юрское время.

Эти процессы предшествовали расколу Гондваны и открытию Северной Атлантики, причем будущие шовные зоны уже в это время были достаточно четко выражены и контролировали пути распространения морских трансгрессий позднепалеозойского возраста.

Приразломные впадины развивались вдоль будущего Атлантического побережья, характеризующегося впоследствии своей асейсмичностью (см. рис. 181). Формирование впадин в широ-

ких масштабах началось уже в пермское время и продолжалось с перерывами вплоть до середины мела.

Некоторые впадины не имеют непосредственной связи с окраинами континентов. Примером подобных структур может служить Северное море, расположенное в 500—1000 км от океана и выполненное толщей осадков громадной мощности. Исто-

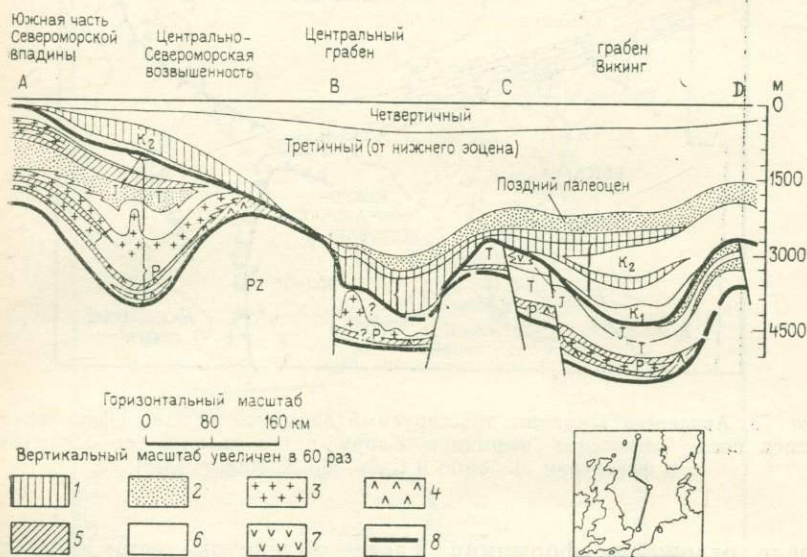


Рис. 74. Схематический профиль через Северное море, иллюстрирующий переход в раннемеловое время от грабенообразного к синклиналильному погружению. По П. Кенту [231].

1 — песч. мел; 2 — песчаник; 3 — галит; 4 — ангидрит; 5 — доломит; 6 — глинистые сланцы; 7 — вулканы; 8 — главные несогласия

рия развития этого бассейна, по-видимому, типична для впадин Атлантического побережья и других аналогичных структур [231]. Первоначально Северное море состояло из двух самостоятельных впадин: северной, заложившейся еще в девоне, и южной, развивающейся по крайней мере с каменноугольного времени. Массовые погружения коры начались здесь в пермском периоде. Впоследствии они сменились локальным прогибанием приразломных впадин, продолжавшимся в течение раннего и среднего мезозоя. В позднемеловое время возобновились общие погружения, охватившие всю площадь бассейна в третичном периоде и не прекратившиеся по сей день.

В настоящее время не существует объяснений причин глобальной синхронности развития впадин рассмотренного типа и резкой смены в раннемеловое время стадии грабенообразо-

вания стадией общего плавного погружения (рис. 74). Последняя фиксируется в таких удаленных друг от друга регионах, как Гренландия, Канада, Габон и Австралия. Повсюду мезозойское грабенообразование сменилось в апте заложением обширных относительно простых впадин с размытыми границами, в строении которых разломы играли очень небольшую роль. Изменения тектонического режима в перми и раннем мелу были почти повсеместными. Это, а также незначительные вариации возраста указанных изменений в различных регионах позволяют предположить, что они носили глобальный характер.

Изменения в характере глобального осадконакопления скорее всего связаны с тектоникой, а не с эвстатическими колебаниями уровня моря. П. Кент соотносил их с началом дрейфа континентов, хотя время его начала в различных участках Земли варьирует в более широких пределах.

Рифтогенез, предшествовавший распаду континентов, сопровождался формированием соляных пластов в краевых морских бассейнах и вулканической активностью. В некоторых закрытых соленых морях в анаэробных условиях накапливались органогенные отложения, из которых впоследствии сформировалась нефть.

Наибольшее количество данных о рифтогенезе кратонных областей было получено при изучении периферии Атлантического океана. Так, по данным Ф. Ван и Хоутена [432], в Северной Африке выделяются: среднетриасовая стадия развития впадин, характеризующаяся накоплением эвапоритов; поздне триасовая стадия рифтогенеза и стадия базальтоидного вулканизма, охватывающая ранний лейас.

Л. Монтэдерт с соавторами [299], проанализировав современные геофизические данные, а также материалы по тектонике и стратиграфии, осуществил детальную реконструкцию истории развития Бискайского залива и выделил следующие стадии его эволюции:

- 1) платформенный рифтогенез с формированием толщи эвапоритов и вулканогенных отложений (триас — ранний лейас);
- 2) тектонический покой, сменившийся в альбе прогрессирующими погружениями, положившими начало формированию океанического дна Бискайского залива;
- 3) продолжающееся раскрытие залива с образованием в конце мела его центральной части; вулканическая деятельность (вплоть до эоцена); наклон континентальной платформы и ее опускание почти на 3000 м;
- 4) вероятное развитие субдукции вдоль северного края Иберийской плиты, продолжавшейся до олигоцена или миоцена;
- 5) погружение большей части абиссальной равнины (поздний эоцен).

Раскрытие Бискайского залива препятствовало начавшееся в это же время сближение Африки и Европы, вызвавшее сжатие вдоль зоны Тетиса и обусловившее заложение зоны субдук-

ции у северного края Иберийской плиты. Это сближение произошло, возможно, еще в середине мела. Северное побережье Испании лишено осадочного клина, характерного для Северной Америки, и представляет собой отвесный уступ, что может указывать на его прираздвиговую природу.

В Африке известно несколько выполненных эвапоритами периферических впадин, возраст которых варьирует от триасового до современного. В Красном море морские миоценовые осадки делятся на две толщи: нижнюю, сложенную обломочными отложениями, сформированными в условиях грабенообразного опускания, и нивелирующую домиоценовый подводный рельеф, и верхнюю, представленную эвапоритами, а также гипсами, доломитами и глинами.

Впадины Танзании выполнены мезозойскими и третичными осадками. Здесь также имеются толщи эвапоритов среднеюрского — триасового возраста, достигающие мощности 2500 м.

Солевые толщи Габонской впадины слабо деформированы в результате развития соляно-купольной тектоники, что облегчает изучение строения этой депрессии. Осадки, подстилающие соляные пласты, накапливались, по существу, в континентальных условиях (данное обстоятельство указывает на то, что впадина ранее была изолирована от моря), а толщи, перекрывающие эвапориты, отлагались уже в морской среде. Возраст эвапоритов Габонской впадины, как и впадин Реконсэво и Сергип-Алгоас в Бразилии, датируется ранним мелом. Подобное совпадение позволяет уверенно наметить зону континентальных впадин-грабенов, выполненных эвапоритовыми толщами, образовавшихся непосредственно перед началом дрейфа Южной Африки и Южной Америки и контролирующих пути морских трансгрессий.

Аналогичное строение имеет впадина Конго. В отличие от нее Сенегальская соленосная впадина, также заложившаяся в меловое время, характеризуется широким развитием соляно-купольной тектоники, приведшей к формированию примерно десятка соляных куполов, и соответственно более сложным тектоническим строением.

Обширный соленосный бассейн триасового возраста площадью 250 000 км² расположен в восточной части Алжирской Сахары. Эвапориты залегают на континентальном основании и, в свою очередь, перекрыты ангидритами лейаса и мощными красноцветными отложениями юрского и мелового возраста. Мощность отдельных пластов соли не превышает 300 м. Соляная тектоника развита здесь довольно слабо.

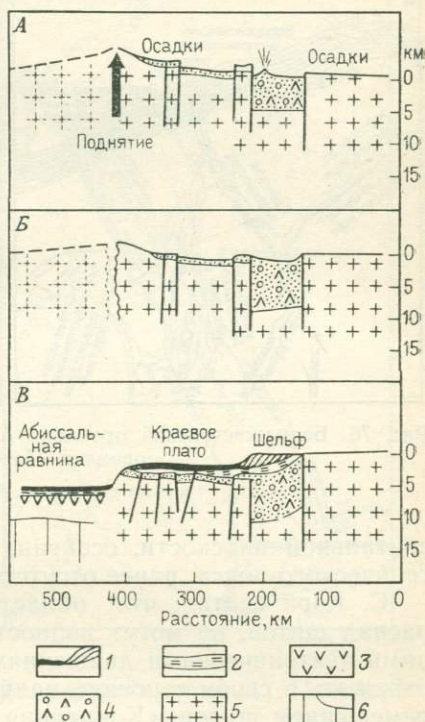
Тектоническая эволюция Западной Австралии, начиная с позднего карбона, интерпретируется с традиционной позиции, предусматривающей последовательное заложение внутриконтинентального рифта, разрыв континента и развитие спрединга, обусловившего образование континентальной окраины, ограниченной сначала ювенильной, а позднее — зрелой, типичной оке-

анической корой (рис. 75). Прекращение рифтинга, излияние базальтов, начало трансгрессии моря и генерация участков океанического дна в зоне спрединга синхронны времени раскола континента. Для северо-западной окраины Австралии эти события датируются поздней юрой, для юго-западной — ранним мелом. Поскольку в первом случае разрыв произошел в более раннее время, нисходящие движения продолжались здесь дольше, чем на юго-западной окраине континента.

Приведенные данные характеризуют ситуацию, которая рассматривается как классический тип рифтогенной континентальной окраины. Развитие ее включает следующие главные фазы:

Рис. 75. Схема эволюции континентальной окраины Западной Австралии. По Дж. Виверсу [434].

А — рифтогенное поднятие (поздний карбон—поздняя юра—ранний мел); В — разрыв (поздняя юра—ранний мел); В — зрелая окраина (современная эпоха); 1 — позднемеловые—четвертичные карбонатные породы; 2 — позднеюрские—раннемеловые аргиллиты; 3 — позднеюрские—раннемеловые базальты; 4 — позднекарбоновые—позднеюрско-раннемеловые илы, песчаники, щелочные вулканиты; 5 — допозднекарбоновые, преимущественно докембрийские (архейские) породы; 6 — мантия



1) фаза сводообразования и заложения рифта с накоплением осадков, состав которых варьирует от морских на севере до флювиальных на юге Австралии, и щелочным вулканизмом. Эта фаза продолжалась с позднего карбона до поздней юры или раннего мела;

2) раскол свода в поздней юге (север) и раннем мелу (юг), сопровождавшийся локальными излияниями базальтовых лав; опускание окраины континента и трансгрессия моря;

3) накопление, начиная с позднемелового времени, карбонатных осадков на медленно погружающейся континентальной окраине.

КОНЦЕПЦИЯ ОРОКЛИНОВ

Предложенная С. Кэри [48] система терминов позволяет хорошо описывать перемещения относительно жестких фрагментов земной поверхности и связанные с ними деформации

изгиба в прилегающих более пластичных зонах. Необходимость введения рассматриваемых понятий диктуется тем, что, несмотря на существование названий, обозначающих вертикальные дислокации подобного рода, термины, которыми можно было бы оперировать при анализе таких деформаций в гори-

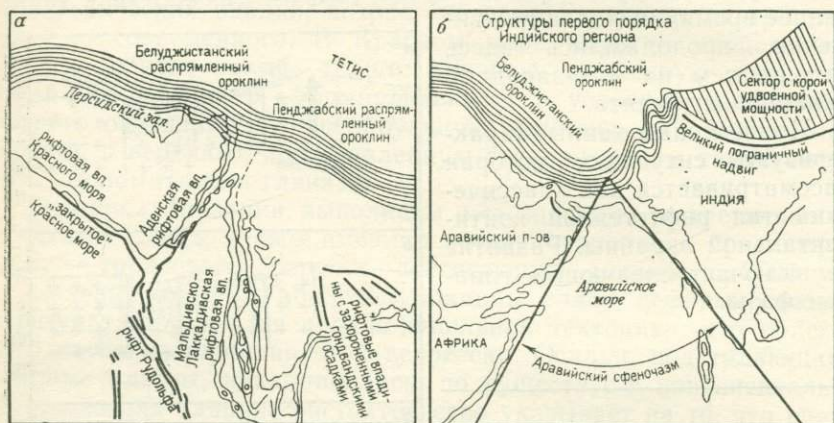


Рис. 76. Белуджистанский ороклин, Аравийский сфеночазм и Пенджабский ороклин. По С. Кэри [49].

а — до спрединга; б — после спрединга

зонтальной плоскости, особенно для обозначения изгибов орогенического пояса, ранее отсутствовали.

С. Кэри считал, что области рифтогенеза, маркирующие распад щитов, не могут полностью переработаться более поздними тектоническими движениями, а пластичные зоны должны отражать в своем строении напряжения изгиба, связанные с перемещением щитов. «Концепция ороклинов» включает все идеи, касающиеся подобных деформаций, и является фундаментальной тектонической концепцией, в которой рассматриваются горизонтальные движения. Последние описываются также в концепциях спрединга океанического дна, дрейфа континентов и тектоники литосферных плит, однако гипотеза, выдвинутая С. Кэри, дополняет их, позволяя увязать зоны спрединга и участки изгиба орогенных поясов, причем делает это лучше, чем плитотектоника, противопоставляющая зоны спрединга зонам субдукции.

Остановимся на главных понятиях концепции ороклинов.

Ороклин. Этим термином обозначается орогенический пояс, изменяющий свое простирание под действием горизонтальных напряжений. В данном определении под орогеническим поясом понимаются как горные хребты, так и складчатые пояса. Примером служат Белуджистанский ороклин (рис. 76). Существуют косвенные доказательства первоначально прямолинейной формы орогенических поясов и более позднего их выгибания.

ния. Однако возможно, что некоторые горные цепи или складчатые пояса могут быть изначально криволинейны, подобно островным дугам.

Сопряженные ороклины. Два ороклина, образующие в совокупности рисунок, напоминающий латинскую букву

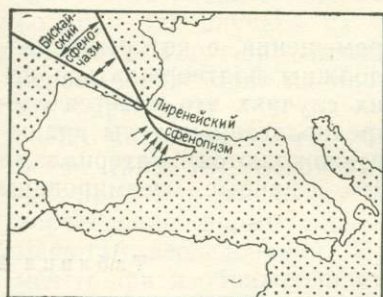


Рис. 77. Формирование Бискайского залива и Пиренеев посредством вращения Иберийского полуострова. По С. Кэри, с упрощениями [52]

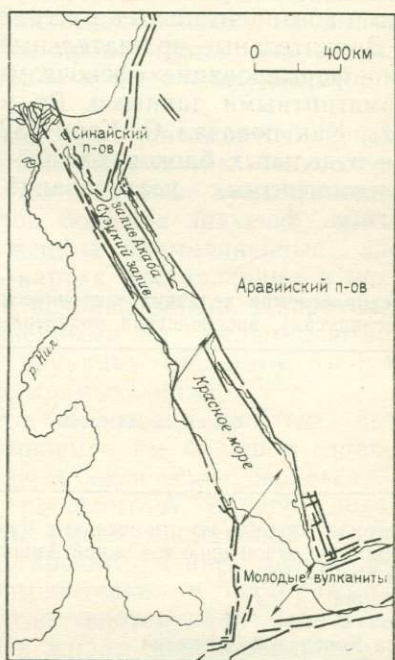


Рис. 78. Ромбочазм Красного моря и залива Акаба.

Стрелки показывают основные направления движения

С, называются сопряженными (Белуджистанский и Пенджабский ороклины).

Сфеночазм. Под сфеночазмом понимается опущенный треугольный блок океанической коры, разделяющий два континентальных блока, границами которых служат сходящиеся в одной точке разломы. Сфеночазм интерпретируется как результат вращательного движения одного блока относительно другого. Примерами этих структур могут служить такие сфеночазмы, как Бискайский (рис. 77), Аравийский, Арктический и Кораллового моря.

Ромбочазм. Этим термином обозначается ограниченный параллельными разломами провал в континентальной коре, образованный в результате растяжения и занятый симатическим материалом. Большая часть Атлантического океана представляет собой гигантский ромбочазм. Красное море является ромбочазмом более низкого порядка (рис. 78).

Сфенопизм. Термином *сфенопизм* именуется клинообразная зона сжатия, противостоящая сфеночазму. Примером слу-

жит Пиренейский сфенопизм, находящийся напротив Бискайского сфеночазма (см. рис. 77).

Рассмотренные тектонические структуры расположены не изолированно, а образуют взаимосвязанные системы. Например, океанические рифты состоят из серии ромбочазмов и сфеночазмов, а ороклины размещаются закономерно по отношению к континентальным массивам.

Значительные вращательные перемещения, с которыми связано формирование сфеночазмов, должны подтверждаться палеомагнитными данными. Во многих случаях это удается сделать. Как показал С. Кэри [52], предполагаемые углы вращения отдельных блоков хорошо подтверждаются материалами палеомагнитных исследований. Эти данные суммированы в табл. 2.

Таблица 2

Предполагаемая величина тектонического вращения крупных массивов суши (в градусах), впоследствии подтвержденная палеомагнитными данными [52]

Вращающиеся блоки	Величина вращения	
	предполагаемая С. Кэри	на основании палеомагнитных данных
Северная Америка по отношению к Европе	30	30
Африка по отношению к Южной Америке	45	45
О-в Ньюфаундленд	25	25
Испания	35	35
Италия	110	107
О-ва Корсика и Сардиния	90	50
О-в Сицилия по отношению к Африке	0	0
Аравийский п-ов по отношению к Африке	3,5	7
Индия по отношению к Африке	70	70
О-в Новая Гвинея	35	40
Северный и Южный Хонсю	40	58
Ороклин Мендосино	60	63
О-в Пуэрто-Рико по отношению к Южной Америке	45	53
О-в Ямайка по отношению к Южной Америке	42	50
О-в Куба по отношению к Южной Америке	39	40
Колумбия	Значительная	80
Аппалачские дуги	20—40	29
П-ов Малакка	70	70

ЛИНЕАМЕНТЫ

Многие геолого-геоморфологические элементы самых различных порядков имеют геометрически правильный рисунок. Это свойство, присущее береговым линиям, горным хребтам, разломам, речным системам, осям складок и трещинам, неоднократно использовалось для выявления геометрических особенностей земной поверхности.

Под *линеamentом* может пониматься любой элемент строения земной поверхности, имеющий линейную форму. Б. Брок определяет линеament как геологическое или топографическое линейное упорядочивание элементов поверхности, слишком правильное, чтобы быть случайным. Тектоническое происхождение в названии только подразумевается, хотя в подавляющем большинстве случаев их тектоническая природа не вызывает сомнений. Изучение линеamentов проводится в два этапа: на первом происходит их опознавание и выделение; на втором — интерпретация.

Несмотря на то что большинство линеamentов прямолинейно (рис. 79), некоторые из них искривлены. Наиболее ярким примером последних являются островные дуги. Однако при определении формы линеamentов большое значение имеет и масштаб исследований. Протяженные прямолинейные линеamentы при изображении их на картах, составленных в некоторых проекциях, могут оказаться искривленными. Напротив, линеamentы, кажущиеся криволинейными на мелкомасштабных картах, при переходе к более крупному масштабу изображения распадутся на совокупность прямых линий.

Иногда изучение линеamentов сводится к простым вычислительным операциям. Приписываемое им большое значение может придать линеamentам почти магические свойства. Так, один из выдающихся геологов прошлого А. Вернер полагал, что параллельные рудные жилы имеют одинаковый возраст. Это, казалось бы, невероятное предположение, тем не менее оказывается справедливым применительно к месторождениям штата Виктория (Австралия), где золоторудная минерализация приурочена исключительно к жилам меридионального простирания. Некоторые исследователи отстаивают идеи о приоритете в определении геометрии рельефа и геологической структуры линеamentов двух различных систем — ортогональной и диагональной.

Ф. Венинг—Мейнец в 1947 г. разработал модель трещинообразования, происходящего при условии некоторого, весьма неправдоподобного перемещения северного полюса на 70° вдоль 90° меридиана. Тем не менее, как показал Е. Хиллс [188], сочетание направлений трещиноватости, предусматриваемых моделью В.—Мейнеца, с направлениями, пересекающими их под углом 45° , позволяет объяснить практически все главные линеamentы Австралии (рис. 80).

Примерами меридиональных линеamentов могут служить оси Малверн и Пеннинские структуры в Англии, оси Хечкот и оси палеозойского складчатого пояса Восточной Австралии (см. рис. 79) и Рейнский грабен. К широтным линеamentам относятся: оси герцинского складчатого пояса Европы, экваториальный пояс трещиноватости и некоторые зоны дробления дна Тихого океана. К диагональным линеamentам — рифтовые долины Восточной Африки, эрозионные долины Северной Уганды, Ка-

ледонский и Чарноидский складчатые пояса Великобритании и линеамент Дарлинг, расположенный в Австралии. Реальность упомянутых линеаментов практически не вызывает сомнений; другими словами, некоторые линеаменты представляют собой конкретные наблюдаемые элементы геолого-геоморфологического строения. Менее уверенно можно утверждать, что действи-

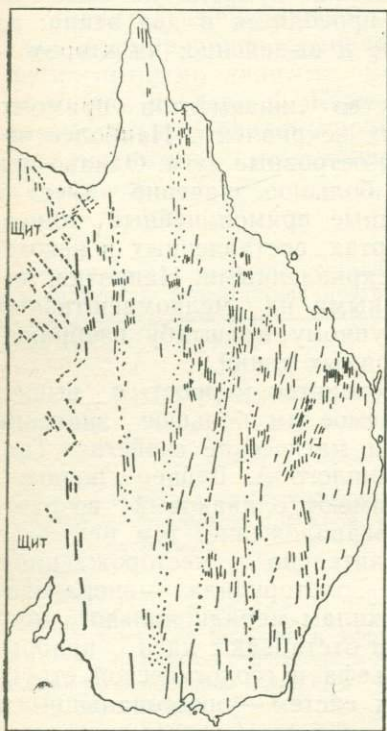
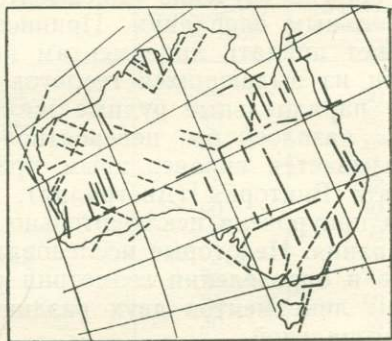


Рис. 79. Линеаменты восточной Австралии, имеющие меридиональную ориентировку, за исключением территории щита, где преобладают диагональные линеаменты. По Е. Хиллсу [188]

Рис. 80. Главные линеаменты Австралии по отношению к сети Венинга—Мейнеца. По Е. Хиллсу [188].

Сплошные линии — линеаменты, параллельные составляющим этой сети; пунктирные — имеющие по отношению к ней диагональную ориентировку



тельно существует правильная глобальная система линеаментов. В частности, с какой точностью необходимо проводить измерение простирания линеаментов и какой шаг наиболее приемлем для их отнесения к тому или иному направлению регулярной сети? Если выбрать 10-градусный интервал, тогда 40° из каждых 90° будут принадлежать либо к одной, либо к другой главной системе, что составляет почти половину случайно выбранных направлений линеаментов.

Другая проблема, связанная с глобальной регулярной сетью линеаментов, состоит в том, что континентальный дрейф должен повлечь за собой отличия в рисунке линеаментов различных континентов, если, конечно, не считать, что, несмотря на дрейф, материки сохраняли первоначальную ориентировку по отношению к полюсам. Палеомагнитные данные свидетельствуют не только о горизонтальных, но и о вращательных дви-

жениях континентов. Если принять, что линеаменты сформировались до начала дрейфа, то они должны были бы испытывать вращательные движения вместе с континентами. Поскольку основная часть линеаментов действительно имеет более древний возраст, большинство кажущихся несоответствий обусловлено либо неточностью моделей, либо вращательными движениями континентов.

Б. Брок [34] выделил на картах огромное количество линейных элементов, анализ которых позволил ему установить различные их рисунки, напоминающие треугольники, ромбы, спицы в колесе, звезды и т. д., осуществить классификацию по протяженности, радиусу кривизны, провести сравнительную характеристику и выявить антиподальные взаимоотношения линеаментов. Подобный анализ позволил сделать вывод о реальности закономерной глобальной мозаики. Б. Брок понимал, что его выводы требуют стабильного положения континентов и что не только его концепция в целом, но и даже отдельные факты, на которых она базируется, несовместимы с гипотезой континентального дрейфа. Поэтому, хотя его работа и была издана в 1972 г., когда теория дрейфа материков опять завладела умами геологов, специальная глава в ней посвящена обоснованию *фиксизма*. Несмотря на вывод Б. Брока о том, что *иерархическая линеаментная мозаика имеет глобальное значение и производит стабильное впечатление, не требуя каких-либо грубых и необоснованных допущений*, идеи *фиксизма* имеют в настоящее время очень небольшое количество приверженцев.

Допущение о существовании глобальной системы линеаментов требует признания напряжений, охватывающих всю Землю. В связи с этим необходимо остановиться на некоторых гипотезах, выдвинутых для их объяснения. Укажем на модели, предполагающие различие в движении северной и южной полусфер, обуславливающие образование системы трещин, а также предусматривающие скольжение литосферы, как единой целостной системы, над внутренними оболочками Земли. Концепция тектоники плит, очевидно, не может предложить какой-либо подобной модели, и поэтому при поисках объяснений формирования глобальной системы линеаментов необходимо, по-видимому, абстрагироваться от этой модной ныне гипотезы, подобно тому как это сделал Е. О. Дрискол, предложивший еще одну модель, представляющую собой двойную спираль. Относительно последней отметим, что хотя структура Земли и может конкурировать по своей сложности с ДНК, такое совпадение в строении было бы слишком удивительным.

Аэрофотоснимки значительно облегчают изучение линеаментов. Еще большую помощь оказывают при этом космические снимки, полученные со спутников ЕРТС и ЛАНДСЭТ. П. Хэмэн [175] на основе изучения снимков ЕРТС провел анализ линеаментов Соединенных Штатов Америки. Было проанализировано 1585 линеаментов протяженностью от 50 до 600 км.

Средняя плотность линеаментов оказалась равна $0,04 \text{ км/км}^2$, максимальная $0,08 \text{ км/км}^2$, минимальная $0,02 \text{ км/км}^2$ (батолит Айдахо). Очень высокая плотность линеаментов свойственна внутриконтинентальным равнинам, в пределах которых платформенный чехол перекрывает докембрийское или палеозойское основание. Для Кордильер характерна низкая плотность линеаментов.

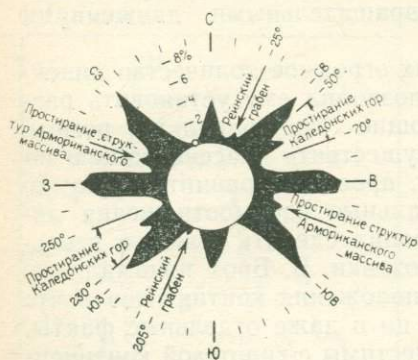


Рис. 81. Роза-диаграмма линеаментов северо-западной Европы, выделенных при анализе карт магнитного поля. По Дж. Аффеку [2].

В основу положены 611 линеаментов общей протяженности 39 733 км

Это послужило основанием для вывода о домезозойском возрасте подобных линеаментов. Северо-северо-восточные и северо-северо-западные линеаменты более широко распространены на всей территории США, что может указывать на их формирование в постпалеозойское время. В том случае, если западно-северо-западные, а также восточно-северо-восточные линеаменты, с одной стороны, северо-северо-западные, а также северо-северо-восточные линеаменты, с другой, представляют собой сопряженные зоны дробления, мы можем говорить о широтном сжатии территории США в домезозойское время и меридиональном ее сжатии в позднепалеозойское и более позднее время. Смена ориентировки напряжений, вероятно, произошла в позднекаменноугольное (пенсильванское) — пермское время.

При выделении линеаментов могут также использоваться геофизические данные. На рис. 81 приведена роза-диаграмма линеаментов, выявленных при анализе напряженности магнитного поля Северо-Западной Европы. Среди них также преобладают линеаменты широтной, меридиональной и диагональной ориентировки. Второстепенные, небольшие пики на диаграмме отвечают направлениям каледонид, герцинид и ориентировке Рейнского грабена. Как отметил Дж. Аффек [2], *все эти линеаментные системы предполагают стабильность континентов и постоянное, начиная с докембрия, положение земной коры по отношению к оси вращения Земли.*

Частота встречаемости линеаментов различных простираний анализировалась с помощью построения роз-диаграмм с шагом 15° . В результате удалось установить, что западно-северо-западные и восточно-северо-восточные линеаменты большей частью приурочены к внутриконтинентальным платформам и практически отсутствуют в Кордильерах.

Магматические породы образуются в результате охлаждения расплава или магмы. Название их произошло от греч. *тесто*, английское название *igneous rocks* — от лат. *огонь*. Среди многочисленных видов магматических пород, выделяемых петрографами, наиболее распространены на земной поверхности базальты и связанные с ними породы, а также граниты, образующие свои разновидности. Базальты имеют преимущественно вулканическое происхождение, тогда как граниты — в основном плутоническое.

Магматические породы традиционно подразделяются на плутонические, гипабиссальные и вулканические. Плутонические породы формировались на глубине, а гипабиссальные — на промежуточных уровнях, пространственно-генетически связывая друг с другом глубинные и вулканические, извергнутые на земную поверхность породы. Остается неясным несоответствие распространенности преимущественно базальтовых вулканитов и гранитоидных плутонов, так как первые не удается прямо связывать со вторыми.

ВАЖНЕЙШИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Вулканические породы довольно разнообразны, но для простоты мы ограничим их число двумя главными видами — базальтовыми и андезитовыми вулканитами. Первые, относительно бедные кремнеземом, называют также базитовыми (основными), а вторые — средними до кислых. Базитовые вулканиты могут возникать в результате плавления симатического слоя под океанами, а возможно, и под континентами. Средние до кислых породы могут образовываться посредством различных механизмов фракционирования базальтовой магмы на ультраосновную и кислую фракции, однако для возникновения значительных объемов кислой магмы необходимо фракционирование очень больших объемов базальтовой магмы. Кислые магмы могут также формироваться в результате плавления континентальной коры, процесса, получившего название анатексиса. Возможно их появление и вследствие ассимиляции базальтовой магмой различного количества материала континентальной земной коры. Существует много литературы, посвященной петрологии, геохимии, минералогии магматитов и описывающей различные способы магмообразования. Однако эти работы не имеют прямого отношения к теме данной книги и слишком специфичны, чтобы их рассматривать далее.

Единственно, что следует отметить, — это резкое отличие механизма формирования питающих вулканы каналов (см. гл. 7) от внедрения гранитных и близких к ним плутонических тел.

Детальные петрологические и физико-химические исследования позволяют ввести ограничения в проблему механизмов образования магматических горных пород, и, хотя история петрологии свидетельствует об изменении многих представлений, тем не менее очевидно, что некоторые механизмы невозможны. П. Вулли с соавторами [474] предусмотрел ряд таких ограничений.

Известково-щелочные породы батолитов или их ранних фаз (предвестников), в основном гранодиориты, могут генерироваться в глубоких частях континентальной коры, в подвергающейся субдукции океанической коре, в перекрывающем ее клине мантии или в результате процессов, включающих все три перечисленных источника вещества. Первичные гранитные магмы не могут возникать за счет материала мантии или поглощающейся в предполагаемом процессе субдукции океанической коры. Такие магмы с небольшим содержанием H_2O генерируются в континентальной коре и извергаются в виде риолитов.

Первичные андезиты также не могут образоваться ни за счет мантийных перидотитов, ни за счет земной коры, если только температура не достигнет очень больших величин. Батолиты возникают за счет коровых пород в качестве нормального следствия регионального метаморфизма, а некоторые из них получают дополнительный материал и тепло от мантии и, возможно, от поглощаемой в зонах субдукции океанической коры.

ГРАНИТНЫЕ ИНТРУЗИВЫ

Гранитные батолиты подразделяются на два характерных типа, которые мы обозначим давно существующими названиями (хотя последние и вызывают сейчас сомнения):

1) плутонические граниты, образующие интрузивные тела, секущие с резкими контактами вмещающие породы и окруженные ореолами термического (контактового) метаморфизма. Эти признаки свидетельствуют о внедрении плутонов на верхние уровни. Такие граниты возникали на некоторых более глубоких уровнях и поднимались оттуда посредством различных механизмов, рассматриваемых далее;

2) метасоматические граниты, часто представленные огромными телами обычно сланцеватых или листоватых пород, по составу отвечающих гранитам, но с некоторой гнейсовидностью и постепенными переходами во вмещающие породы. В подобных гранитах удается проследить *теневую стратифицированность* пород, ранее существовавших на месте гранитов. Это позволяет предполагать, что предшествовавшие древние породы были пре-

вращены в гранит в результате «пропитывания» расплавом или метасоматического изменения.

Граниты, возникшие в результате преобразования (метасоматоза) пород на большой глубине, при должной степени мобилизации могут диапирически подниматься с образованием секущих тел, наподобие гранитных плутонов первого типа. К сожалению, эта простая схема не вполне подтверждается новейшими наблюдениями.

Б. Чеппел и А. Уайт [54] показали, что в юго-восточной части Австралии существуют два контрастных типа гранитоидов. Их различное происхождение авторы подчеркнули разными индексами. Граниты типа *S* образовались в результате частичного плавления метаосадочных исходных пород, а граниты типа *I* возникли за счет исходных магматических же пород (*S*-граниты обычно сланцевые или листоватые и в них присутствует кордиерит или возникшая за его счет светлая слюда; *I*-граниты обычно массивные и в них часто присутствует роговая обманка). Геохимически *I*-граниты при близких содержаниях SiO_2 обогащены по сравнению с *S*-гранитами Ca и Al , отличаются повышенным значением отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и обеднены Fe и Mg .

Эти различия обусловлены не разными процессами магмообразования, а отображают химическую природу исходного субстрата. Так, геохимические особенности *S*-гранитоидов свидетельствуют о том, что исходный для них субстрат претерпел химическое выветривание в гипергенном цикле. Напротив, *I*-гранитоиды образовались за счет фракционированных пород, не подвергавшихся выветриванию [190].

Тем самым как будто подразумевается, что *I*-граниты не могут образоваться за счет *S*-гранитов, а если эти два типа грубо параллелизовать с плутоническими и метасоматическими гранитами, то, следовательно, первые не могут быть производными вторых. Таким образом, две сходные по минеральному составу породы возникают из совершенно различных источников: одна за счет осадков, а другая посредством прямых магматических процессов, первая стадия которых предположительно протекала еще в мантии.

Трудно, однако, понять, каким образом тела размеров Великого Перуанского батолита, крупнейшего в мире, могли произойти за счет последовательного плавления материала мантии, если главная камера там до дифференциации магмы должна была иметь гораздо большие размеры. Полагают, что становление гранитов высоких уровней происходило преимущественно посредством обрушения, т. е. процесса, при котором блоки вмещающих пород отторгались, оседали в более легкой магме, превращаясь в ксенолиты (инородные включения), и в конечном счете полностью ассимилировались магмой.

Некоторые гранитные тела попросту расталкивали в стороны перекрывающие породы. В центре бассейна Ранд в Юж-

ной Африке располагается Вредефортский купол — цилиндрическое тело гранитов поперечником 40 км, окруженное, как воротником, вертикально залегающими, иногда даже опрокинутыми осадками (рис. 82). Этот купол приурочен к наиболее глубокой части бассейна, выполненного спокойно залегающими толщами. Поднятие явно не могло возникнуть в связи с лате-

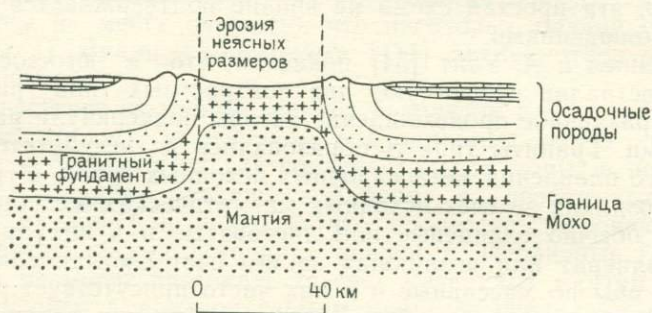


Рис. 82. Предполагаемое внедрение мантии при образовании Вредефортского купола. По Б. Брокку [34]

ральным сжатием любого рода и обусловлено простым вертикальным тектоническим движением в середине бассейна. Очевидно, плутон вытолкнул вверх перекрывающую толщу с образованием разрывных нарушений и затягиванием вверх осадков,

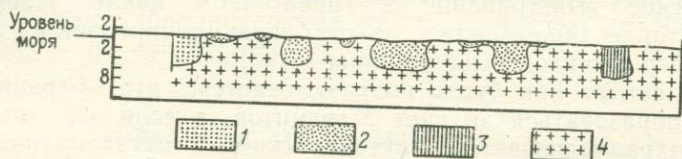


Рис. 83. Крупный батолит, расчленяющийся в направлении к поверхности на отдельные интрузивы, располагающиеся на примерно одинаковом расстоянии друг от друга. Район Уолхе, Новый Южный Уэльс. По Р. Коршу [245].

1 — формация Сэндон, 2 — формация Кофс-Харбор, 3 — кристаллические сланцы Ремпсбек, 4 — батолит

частично обусловившим их опрокидывание. Это поднятие и выталкивание вверх, обуславливающее несогласное залегание осадков, напоминают другие гнейсовые купола, например Ринкон-Маунтин в Аризоне, с которых перекрывающие осадки были сброшены по механизму гравитационного скольжения [91]. К Вредефортскому куполу приурочена загадочная положительная аномалия силы тяжести. В связи с этим Б. Брок [34] предполагает, что гранитный шток выталкивается вверх расположенным ниже штоком мантийного материала.

Некоторые плутоны размещаются с равными интервалами (рис. 83), что позволяет предполагать контроль интрузии регматическими структурами фундамента.

Глубинные граниты, возможно, образуются в результате постепенного изменения ранее существовавших пород. Этот процесс, однако, вызывает сомнения у многих авторитетных специалистов даже в тех случаях, когда в гранитах сохраняется теневая стратифицированность и в них удается проследить былое положение пластов вмещающих пород. В. Питчер [334] пересмотрел возможные способы возникновения теневой стратифицированности гранитных плутонов и пришел к выводу, что сами по себе такие структурные реликты лишь крайне редко свидетельствуют о возникновении гранитов в результате метасоматического замещения. Часто эти особенности вполне адекватно объясняются механизмом обрушения вмещающих пород магмами — по крайней мере для плутонов, становление которых происходило в низко- и среднеэнергетической обстановке. Возможно, настоящая гранитизационная теневая структура проявляется лишь в высокоэнергетической обстановке глубоких уровней земной коры.

В Андах внедрение массивных батолитов в течение мезозоя контролировалось главными линиями разломов фундамента [335]. Локализация отдельных плутонов определялась взаимными пересечениями этих разломов и систем менее крупных нарушений. Интрузия имела многофазный характер в течение длительного периода времени, и одни и те же структурные узлы использовались при этом неоднократно. Обычно пространство для формирования магматического тела обеспечивалось проседанием крупных блоков земной коры, ограниченных трещинами, с образованием колоколообразных и котловидных провальных структур, тогда как обрушение по тесно сближенным трещинам правильной системы приводило к оформлению прямоугольной конфигурации контактов. Плутоны, становление которых происходило путем исключительно механического внедрения, приподнимали блоки кровли, перемещавшиеся по ранее существовавшим разломам.

Линеаменты андийского простиранья существовали в течение всего фанерозоя и предполагается, что тектонические блоки верхнего этажа отображают возобновившиеся восходящие движения по скрытым глубинным нарушениям в кристаллическом фундаменте, повсеместно подстилающем Перуанские Анды.

Нередко гранитную «магму» ошибочно понимают как жидкость, подобную лаве на земной поверхности. В действительности становление гранитов происходит в состоянии, приближающемся к твердому. Механизм течения в твердом состоянии обсуждается в гл. 9, и вопрос подъема плутонов следует рассмотреть там же. Здесь же достаточно отметить, что движущая сила их восходящего движения обычно связана с гравитацией.

Отметим также, что граниты могут вести себя как твердый материал, но способны к течению при продолжительном при-

ложении силы и этому могут способствовать осуществляющиеся в массе породы реакции, например постепенное высвобождение тепла при непрерывной кристаллизации.

Если поднимающийся плутон разжижается в результате снятия напряжения или посредством иного какого-нибудь механизма, он может дать средние или кислые лавы, что иногда определенно устанавливается. В ряде случаев восхождение плутона продолжается вплоть до внедрения в отделившиеся от него же ранее вулканиты.

С гранитными интрузиями связаны различные эманации поздних стадий, которые могут вызывать гидротермальные изменения окружающих, да и самих интрузирующих пород, иногда с образованием промышленно ценных скоплений минералов. Есть основания полагать, что роль этих довольно загадочных эманаций несколько преувеличивается. Для некоторых рудных месторождений, ранее считавшихся гидротермальными, в настоящее время доказано или предполагается образование в корях выветривания или осадочной обстановке, а не в плутонических условиях [318, 5].

Так, генезис каолинита в измененных гранитах долгое время был предметом разногласий и для него предполагалось образование как в результате глубокого выветривания, так и при гидротермальных изменениях. Последние представления в англоязычной литературе были наиболее распространены, однако С. Шеппард [376] привел убедительные доказательства гипергенного происхождения значительной части каолинов. Изотопные отношения D/H и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в каолините, образующемся при выветривании, четко отличаются от соотношений, свойственных плутонической обстановке. С. Шеппард определил, что у каолинов Корнубийского батолита в юго-западной части Англии изотопный состав водорода и кислорода обусловлен образованием глинистых минералов в результате выветривания. Какие-либо доказательства их первоначально гидротермального образования с последующим изменением изотопного состава отсутствуют.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизм — это процесс изменения минеральных ассоциаций, структур и текстур горных пород. Он проявляется в тех случаях, когда порода подвергается воздействию физических и химических условий, отличающихся от тех, при которых она образовалась. Существуют два главных аспекта метаморфизма: 1) изменение химического состава, сопровождающееся перекристаллизацией, 2) механическое изменение структуры и текстуры горных пород.

Породы, образовавшиеся в результате механического разрушения или катаклаза, называются катакластическими. Среди

них в качестве наименее измененных в условиях дислокационного метаморфизма можно рассматривать брекчии зон разломов, состоящие из обломков раздробленных пород. При повышенных стрессовых давлениях и в результате воздействия тепла, генерируемого трением, возникают брекчии трения, милониты, подвергшиеся интенсивным деформациям в зоне сместителей и обладающие тонкогранулированными структурами с зернами размером не более 0,1 мм. В конечном счете при таких процессах возникают псевдотахилиты — породы стекловатого облика.

С увеличением температуры без сколько-нибудь значительного возрастания давления вокруг интрузивных тел гранитов и других магматических пород возникают контактово-метаморфические ореолы. Типичными породами контактовых ореолов являются плотные тонкозернистые роговики. При их образовании происходят химические реакции обмена, например карбонатного вещества вмещающих известняков и кремнезема внедрившейся интрузии с кристаллизацией, в частности, волластонита: $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$. Некоторые контактовые ореолы вокруг плутонов удается подразделить на несколько зон, характеризующихся различными ассоциациями минералов.

Деформация горных пород под воздействием одностороннего давления обуславливает параллельную ориентировку чешуйчатых минералов в плоскости, перпендикулярной к направленному напряжению. При этом возникает способность породы к расщеплению по плоскости предпочтительной ориентировки минералов, т. е. развивается так называемая листоватость (foliation от лат. folia — лист). Наиболее четко листоватость проявляется в глинистых и аспидных сланцах, легко расщепляющихся по плоскостям аспидной сланцеватости (кливаж — slaty cleavage). Эти метаморфизованные породы очень тонкозернисты.

При более интенсивном метаморфизме происходит собирательная перекристаллизация, так что чешуйки слюды становятся видимыми невооруженным глазом. Вместе с тем проявляется тенденция к обособлению различных минералов в самостоятельные полосы. Такие породы называют кристаллическими сланцами, а их листоватость — сланцеватостью (schistosity). Для грубозернистых метаморфических пород очень характерны полосы, сложенные различными минералами, среди которых, как правило, мало чешуйчатых. Такие породы называют гнейсами, а их листоватость — гнейсовидностью (gneissosity). Листоватость может быть осложнена гофрировкой и мелкими складками. Кристаллизующиеся минералы, приобретая удлиненный габитус, могут также обуславливать линейность в метаморфических породах. Такие микротекстуры изучаются структурной петрологией.

Наиболее широким распространением пользуются регионально-метаморфические породы — кристаллические сланцы и гнейсы. Метаморфизованные глинистые сланцы были изучены в Шотландии Джорджем Барроу, который выявил в них серию зон, характеризующихся существованием критических, или индекс-минералов. В менее метаморфизованных породах сохраняются гидрослюда и серицит. По мере усиления метаморфизма в роли критических минералов последовательно выступают хлорит, биотит, альмандиновый гранат, ставролит, кианит и в конечном счете силлиманит. Зональность, обусловленная присутствием этой серии минералов, получила название зональности типа Барроу. В дальнейшем было установлено, что метаморфическая зональность может характеризоваться в зависимости от различий режима давления и температуры другими последовательностями минералов. Было также показано, что для выявления зональности необходимо использовать группы минералов, или минеральные фации, которые лучше фиксируют вариации давления и температуры, чем отдельные минералы (рис. 84).

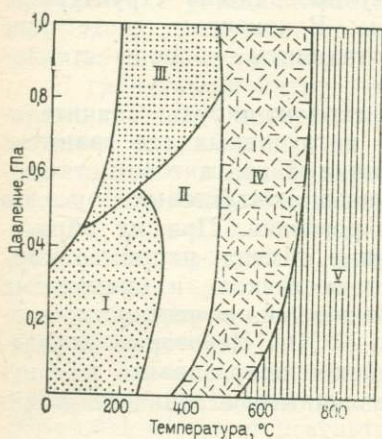


Рис. 84. Упрощенная диаграмма термодинамических полей наиболее распространенных метаморфических фаций.

I — цеолиты; II — зеленые сланцы;
 III — голубые (глаукофановые) сланцы;
 IV — амфиболиты; V — гранулиты

В регионально-метаморфических породах самой низкой степени присутствуют цеолиты. Для следующей стадии характерны хлорит, эпидот и актинолит. Эти три минерала имеют зеленую окраску, в связи с чем породы с такой ассоциацией, несмотря на присутствие в них также полевых шпатов и других минералов, относят к фации зеленых сланцев. В метаморфических породах промежуточной степени присутствует роговая обманка — минерал группы амфибола. Ассоциация роговой обманки с полевым шпатом и гранатом отвечает амфиболитовой фации. Породы наивысшей степени метаморфизма для обстановок средних давлений — гранулиты состоят из полевого шпата и пироксена, иногда также из граната. По этой минеральной ассоциации они соответствуют магматической породе — габбро, отличаясь от последнего сахаровидным обликом и гранулярной структурой.

При метаморфизме, осуществляющемся в условиях высоких давлений и сравнительно низких температур, кристаллизуется синий минерал глаукофан, в связи с чем фация, отвечающая этим условиям, получила название фации глаукофановых

сланцев. Особое значение породам данной фации придается в глобальной тектонике плит. Их рассматривают как возможный индикатор столкновения плит, зон субдукции и т. д.

Химический состав пород при метаморфизме может изменяться в результате миграции привносимых или удаляющихся элементов. Этот процесс называют метасоматозом. Например, при метаморфизме низких ступеней в процессе превращения глинистых сланцев в метаморфические вытесняется вода; порода дегидратируется, а вода мигрирует, обычно — вверх по разрезу. В случае присутствия окисножелезистых фаз может происходить их восстановление с вытеснением свободного кислорода, который, взаимодействуя с углеродом и серой, может образовывать соединения CO_2 и SO_2^* .

Лабораторными опытами доказано, что при высоких давлениях горячие водные флюиды могут растворять большие количества щелочей и кремнезема. Поэтому при дегидратации сильнометаморфизованных пород на глубине могут отделяться флюиды, насыщенные щелочами. Эти флюиды должны затем мигрировать в направлении земной поверхности. При этом они могут на своем пути реагировать с относительно холодными породами, привносить в последние щелочи и кремнезем, изменяя их состав в сторону приближения к составу гранита и, следовательно, действуя в качестве агентов гранитизации. При возможном дальнейшем проявлении ультраметаморфизма такие породы могут частично расплавиться и стать почти неотличимыми от настоящей магмы. Иными словами, на больших глубинах магматические и метаморфические процессы смыкаются, и мы поставлены перед необходимостью попытаться понять поведение пород в условиях, совершенно отличных от существующих на поверхности Земли.

В общем, наиболее глубокий метаморфизм должен происходить и при максимальном погребении пород. Например, в самой глубокой части геосинклинали можно ожидать превращения осадков в гнейсы, проявления гранитизации и последующего внедрения гранитных магм. В таких образованиях, как парные метаморфические пояса, связанные с некоторыми островными дугами, удастся оценить былое распределение соотношений давления и температуры (с. 289). Ориентировка листоватости в метаморфических породах может указывать на направление приложенных сил во время метаморфизма, хотя такие интерпретации не всегда однозначны. Вертикальная листоватость корней гор может быть связана с латеральным сжатием, хотя некоторые исследователи рассматривают ее как признак вертикального движения гнейсовых поясов.

* По общепринятому определению, изменение содержания летучих анионных компонентов не включается в понятие метасоматоза, под которым понимают лишь изменение содержания относительно малоподвижных компонентов.— *Прим. пер.*

Метаморфические области (блоки)

Отдельные блоки метаморфических пород с параллельной листоватостью могут резко ограничиваться участками с совершенно иной, иногда даже перпендикулярной ориентировкой листоватости. Принято считать, что листоватые метаморфические породы слагают корни древних орогенов, и при таком подходе секущие соотношения двух систем листоватости должны свидетельствовать о наличии двух разновозрастных орогенов. Подобная постановка вопроса сама по себе проблематична. Действительно, как более молодые породы могут подвергнуться сжатию с образованием новой листоватости без изменения подстилающих пород? То ли молодая серия была приурочена к своеобразному трогу и более древние породы погружались под нее, то ли были какие-либо иные специфические их соотношения?

В некоторых случаях такая проблема как будто отпадает, поскольку исследователи и не задаются ошибочной ее постановкой. Метаморфические области отвечают зонам, в которых ориентировка листоватости изменялась в разновозрастных породах.

В Гренвильской провинции канадского докембрия описана классическая толща гнейсов высокой ступени метаморфизма с возрастом 1000—800 млн. лет. Горизонты мраморов путем прямого картирования удается протянуть сюда из прилегающей провинции оз. Верхнего. При этом гренвильская толща попросту представляет собой более метаморфизованный аналог комплекса оз. Верхнего. Линия, у которой один комплекс переходит в другой, трактуется как фронт метаморфизма, а не как несогласие между двумя крупными орогенами.

В шотландском докембрии листоватость пород лэксфордского комплекса почти перпендикулярна к предпочтительной ориентировке в кажущихся более древними скурианских породах. Последний комплекс представлен чарнокитами, мигматитами и различными метаморфическими породами, интродуцированными дайками после деформации. Эти дайки в направлении границы с лэксфордским комплексом сначала несколько рассланцовываются, затем сминаются в довольно сложные складки, в конечном счете в них развивается кливаж осевой плоскости, по поверхностям которого кристаллизуется биотит. Таким образом, и эта граница — лишь фронт метаморфизма, и в лэксфордское время в действительности не происходило никакой новой седиментации.

С целью интерпретации эволюции панафриканских метаморфических пород в рамках глобальной тектоники плит или других орогенных концепций рядом тектонистов разработаны детальные «сценарии». Однако некоторые исследователи рассматривают панафриканские породы как проявление метаморфизма, а не как продукт самостоятельного орогенеза с преобразованием более древних отложений.

Гнейсовые купола

Некоторые гранитные тела коробят перекрывающие породы с образованием гнейсовидности, концентрической по отношению к гранитам. Такая гнейсовидность может проявляться в гранитах или налегающих на них метаосадочных породах, или, наконец, и в тех, и в других. В некоторых скандинавских структурах подобные метаосадочные породы, перекрывающие граниты, вместе с тем включают обломки последних. Однако граниты также явно интродуцируют те же самые метаосадочные породы. Таким образом, граниты не только продолжали воздыматься после частичной эрозии апикальных частей интрузивов и переотложения продуктов сноса, но и ремобилизовывались до такой степени, что могли инъецировать эти более молодые осадки [131].

Такие несогласные взаимоотношения между гранитами и перекрывающими их метаосадочными породами обнаруживаются во многих, хотя и не во всех гнейсовых куполах. В интерпретациях относительно простых гнейсовых куполов предполагается, что после периода эрозии гранитов и погребения их под осадками граниты вновь становились достаточно подвижными (хотя и не переходили в жидкое состояние, как полагали иногда ранее) и куполообразно воздымались, выгибая сводом перекрывающие осадки, придавая им гнейсовую текстуру и листоватость.

В отдельных случаях центральные части куполов также сложены гнейсами с листоватостью, параллельной поверхности купола. Вероятно, такая листоватость возникла в процессе роста купола, хотя некоторые авторы предполагают, что она была обусловлена предшествующими надвиговыми движениями, а затем эта первичная плоская динамометаморфическая гнейсовидность деформировалась при формировании купола. При любой интерпретации, однако, ясно, что в данном случае мы имеем дело не с секущими плутоническими интрузиями, а с своеобразным внедрением куполов.

Обычно для гнейсовых куполов учитываются условия глубинного метаморфизма и абиссальных интрузий. Действительно, В. Питчер [334] отмечал, что *такие купола неизменно обнаруживаются в метаморфических комплексах высокой ступени, так что в них вполне возможно метасоматическое происхождение гранитных компонентов и можно ожидать проявления истинной реликтовой теневой стратифицированности.*

Известны немногочисленные случаи приповерхностных куполов. Гнейсовый купол на о-ве Гуденаф (Папуа-Новая Гвинея) сложен гнейсами амфиболитовой фации, а в его ядре располагаются гранодиориты с абсолютным возрастом всего лишь 2,9 млн. лет. Эти гранодиориты обусловили возникновение поднятия в современном рельефе до 2500 м с «расталкиванием» в стороны окружающих пород [324]. Главным аргу-

ментом в пользу такой интерпретации служит очень хорошая сохранность граней купола, слишком хорошая для того, чтобы быть обусловленной дифференциальной эрозией. Если бы регион в целом претерпел поднятие после внедрения интрузии, то за кратковременный период после консолидации гранодио-

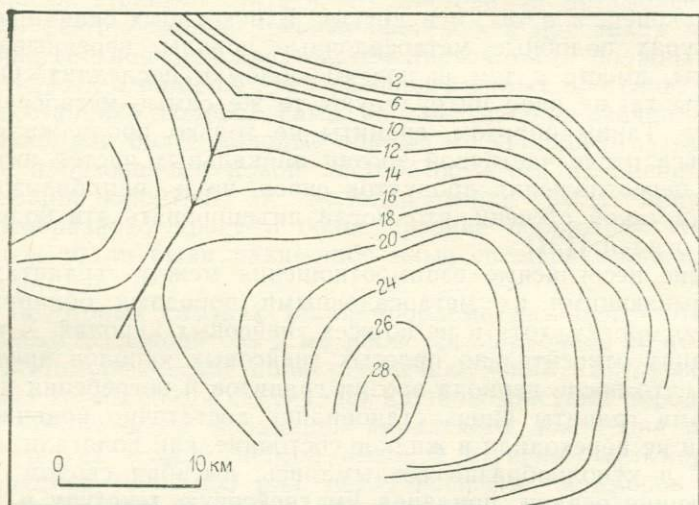


Рис. 85. Схематический план Дэйменского купола, о-в Новая Гвинея

ритов представляется невозможным возникновение такой формы рельефа в результате селективной эрозии.

Вторым примером подобных соотношений может служить Дэйменский купол на о-ве Новая Гвинея. Он сложен преимущественно метаморфическими породами зеленосланцевой фации с листоватостью, ориентированной повсеместно параллельно поверхности замечательно сохранившегося купола. На рис. 85 схематически отображена в горизонтальной форме купола. Фрагменты купола представлены также на детальной гипсометрической карте (рис. 86) и на аэрофото (рис. 87). Небольшая часть северного крыла купола выглядит как типичный сбросовой уступ исключительной сохранности. Можно видеть нарастание сохранности первично-тектонического рельефа и уменьшение степени расчлененности склона его основания, и это позволяет предполагать, что тектонический эскарп продолжает наращивать высоту и в настоящее время.

На аэрофотоснимке обнаруживаются полосы, параллельные основанию эскарпа, отличающиеся тоном и плотностью дренажной сети. Эти полосы, вероятно, соответствуют различным стадиям выхода эскарпа на поверхность. Листоватость пород параллельна топографической поверхности или плоскости разлома. Этот линейный тектонический уступ непрерывно прослеживается

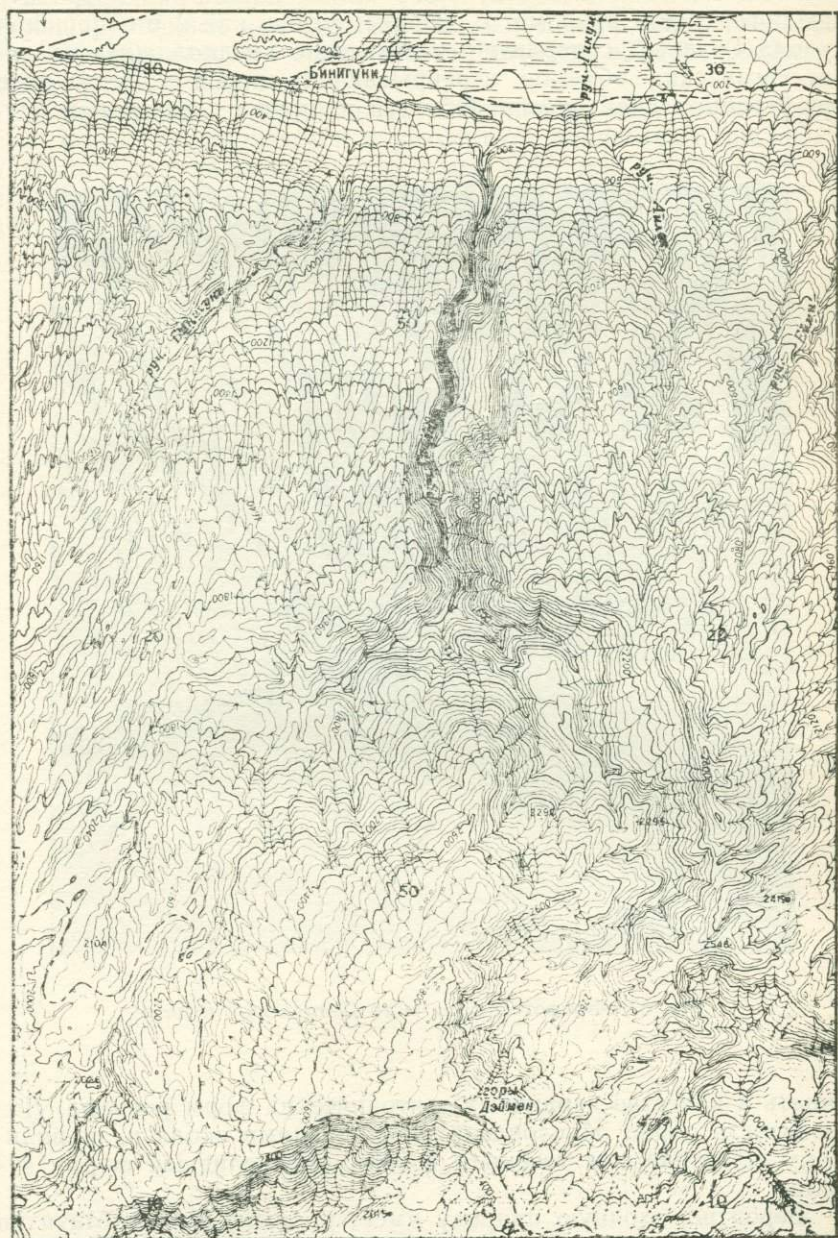


Рис. 86. Топографическая карта части Дэйменского купола

вокруг купола, а также и на упрощенной верхней его поверхности, так что поверхность купола в целом можно рассматривать как поверхность разлома. В данном случае, как и в отношении купола Гуденаф, совершенно невозможно предположить удаление гигантских объемов перекрывающих пород в результате дифференциальной эрозии. Оба эти поднятия следует рассмат-

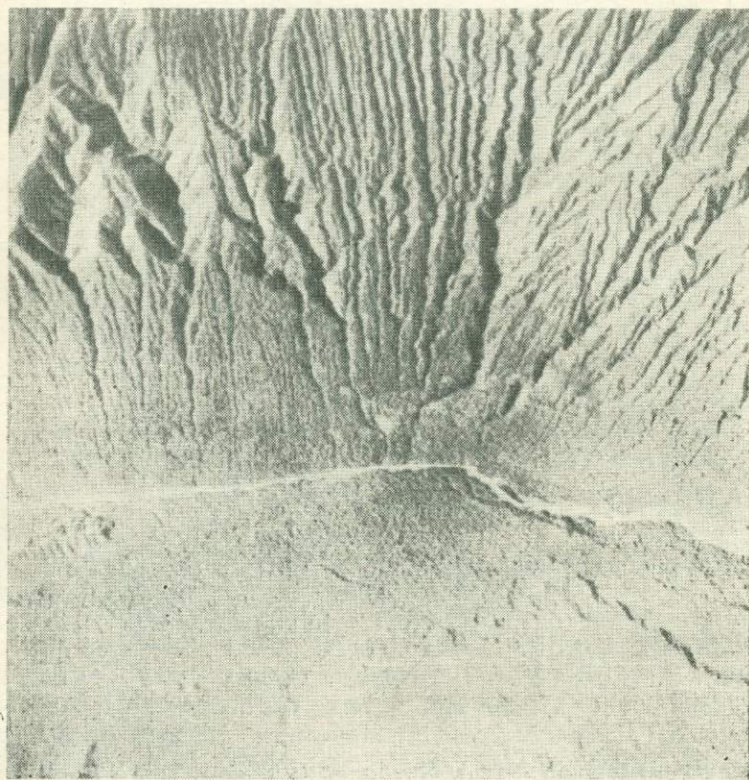


Рис. 87. Аэрофотоснимок части Дэйменского купола

ривать в качестве первичных тектонических форм рельефа. Листоватость пород обусловлена напряжениями скола и, по-видимому, пластическим течением в зоне, определившей форму купола.

Вероятно, сходную природу имеет и купол Ринкон-Маунтин в Аризоне. Он представлен гранитогнейсовым массивом, ограниченным сводообразной поверхностью, известной под названием разлома Каталина. Ориентировка листоватости в гнейсах параллельна этой поверхности. Вокруг основания купола раз-

виты радиальные по отношению к нему тектонические формы гравитационного скольжения [91]. Можно полагать, что этот купол проявлялся как скрытая положительная форма рельефа под перекрывающими его пластами, которые по мере поднятия соскальзывали с него.

Листоватость, параллельная поверхности гнейсовых куполов, могла формироваться в результате надвиговых движений и позднее деформироваться куполом [89], или отображает непосредственно направления скола близ поверхности купола и обусловлена его вертикальным поднятием [324].

ВУЛКАНЫ И МАГМА

В результате вулканической деятельности возникают характерные формы рельефа, сложенные горными породами — продуктами остывания магматических расплавов или затвердевшими лавами, извергнутыми из подкорových глубин. Магма, несколько отличающаяся от лавы присутствием растворенных газов или летучих, образуется где-то около основания земной коры. Принято считать, что подкоровое вещество, нормально существующее в твердом состоянии, по некоторым причинам (например, в результате внезапного падения давления) переходит в жидкостное состояние и поднимается сквозь земную кору в виде магмы по трещинам или трубчатым каналам. Достигая земной поверхности, она извергается в виде лавы.

В океанических бассейнах преобладает базальтовая магма. По химическому составу она напоминает материал мантии и может возникать в результате плавления мантийного вещества. По краям Тихого океана проходит «андезитовая линия», с внутренней стороны которой расположены чисто базальтовые вулканы, а с внешней — вулканы, извергающие обычно андезитовые лавы, хотя и чередующиеся иногда с базальтовыми. Андезитовые магмы отличаются от базальтовых большим содержанием кремнезема и обычно извергаются интенсивнее. Известны еще более обогащенные кремнеземом (более «кислые») магмы, по составу близкие к граниту. Из жерл многих вулканических аппаратов изливаются риолитовые лавы или извергаются кислые игнимбритовые пирокласты. Небольшие количества андезитовой или риолитовой магмы могут возникать в результате различных процессов дифференциации базальтовой магмы. Однако для образования больших объемов кислых магм, вероятно, необходимо плавление сиалической континентальной коры, в связи с чем распространение кислых вулканических пород ограничено континентами и их окраинами.

Отсутствие андезитов внутри контуров «андезитовой линии» в пределах Тихого океана (рис. 88) свидетельствует о том, что в этом регионе по крайней мере андезиты не являются результатом фракционирования базальтовой магмы. Для таких предположений имеется немного оснований и в других местах.

Генезис магм, возможно, связан со скоростью движения литосферных плит. Так, по мнению А. Смита [383], для генерации андезитов необходима скорость перемещения плит порядка 10 см/год (100 000 Б). Расстояние, на которое перемещаются

потоки жидкой лавы от центра извержения, зависит от местной топографии и вязкости лавы. Наиболее вязкие кислые лавы — наименее текучи и никогда не растекаются свободно, тогда как базальтовые лавы образуют иногда весьма протяженные тонкие потоки. Очень характерны поверхности лавовых потоков, получившие специальные названия. Медленно двигающейся аа-

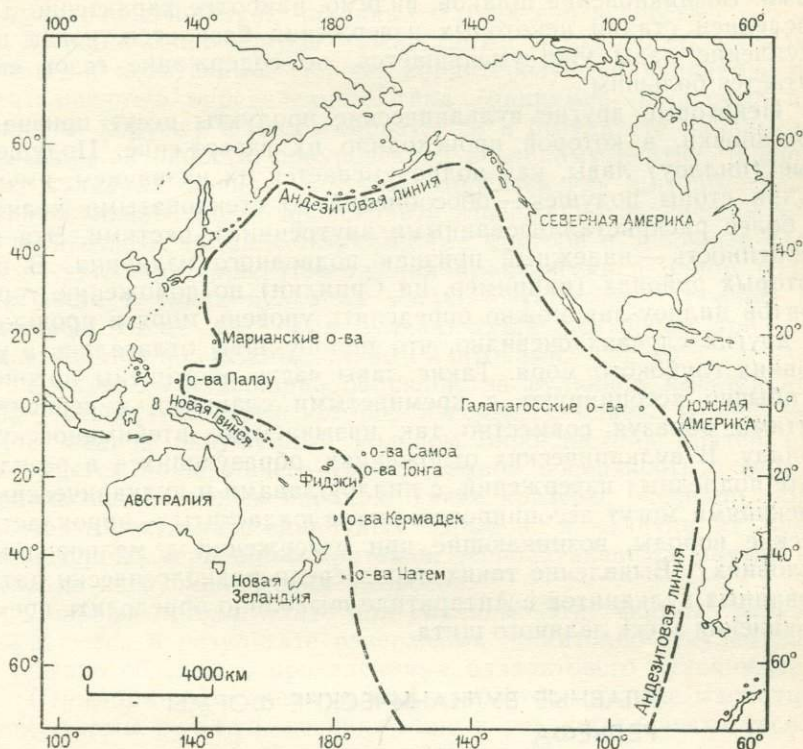


Рис. 88. Андезитовая линия

лаве присуща мощная корка, разламывающаяся на блоки* и перемещающаяся на подстилающей массивной и тестообразной лаве нижней части потока. Наиболее жидкостные лавовые потоки относятся к типу пахоэ-хоэ (волнистая лава). В результате охлаждения у них образуется тонкая корка, которая в процессе течения подстилающих масс магмы может собираться в складки волочения. Такие потоки называются также роци-лавами.

Вулканические извержения, сопровождающиеся выделением больших количеств газов, имеют эксплозивный (взрывной) ха-

* Обломки—блоки на поверхности аа-лавы имеют, как правило, менее 1 м в поперечнике.— *Прим. ред.*

рактер и приводят к образованию пирокластических отложений — вулканических пород, состоящих из обломков колеблющихся по размерам от пыли до гигантских блоков. Некоторые лавы (например, большинство очень кислых лав) эксплозивны по своей природе. В других случаях образование пирокластов происходит при встрече лавы с морскими или грунтовыми водами. Возникновение шлаков, видимо, наиболее характерно для последней стадии некоторых извержений базальтов, когда поступление лавы уже уменьшается, но содержание газов еще остается большим.

Некоторые другие вулканические продукты несут признаки обстановки, в которой происходило их извержение. Подушечные (пиллоу) лавы, как подразумевается их названием, имеют облик стопы подушек — обособлений со стекловатыми краями и более раскристаллизованными внутренними частями. Эта их особенность — надежный признак подводного излияния. В некоторых районах (например, на Сицилии) по положению горизонтов пиллоу-лав можно определять уровень моря в прошлом. В других случаях очевидно, что пиллоу-лавы отлагались в условиях глубокого моря. Такие лавы часто обогащены натрием и обычно ассоциируют с кремнистыми сланцами и серпентинитами, образуя совместно так называемую штейнмановскую триаду. В вулканических отложениях, образующихся в результате подледных извержений, с пиллоу-лавами и вулканическими брекчиями могут ассоциироваться гиалокластиты — пирокластические породы, возникающие при извержении в мелководных условиях*. Выявление таких пород среди радиологически датированных вулканитов в Антарктиде позволило определить время появления здесь ледяного щита.

ГЛАВНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Вулканы образуют ряд хорошо известных форм рельефа, преимущественно конструктивного (аккумулятивного) происхождения.

Вулканические конусы. Конические холмы или горы — наиболее характерные формы вулканического рельефа. Они могут быть сложены лавами, пирокластами или обоими типами этих вулканических продуктов. Щитовые вулканы, сложенные преимущественно лавами, обычно имеют очень большие размеры и пологие склоны. К их числу относятся главные вулканы Гавайских островов.

Шлаковые конусы, как правило, сложены грубым пирокластическим материалом, имеют крутые склоны и небольшие раз-

* Гиалокластиты, собственно, не являются прямым результатом подводных извержений, а образуются при размыве и переотложении стекловатой корки подушечных лав под воду. — *Прим. ред.*

меры, преимущественно не более 300 м в поперечнике. Близки к ним пепловые конусы, отличающиеся, однако, более пологими склонами и сложенные более тонкой пирокластикой.

В строении стратовулканов участвуют перемежающиеся слои лав и пирокластов. К этому типу относятся большинство крупных вулканов мира, в частности Фудзияма, Везувий, Эгмонт-Таранаки, Рейнир. Именно с ними связано представление о вулканах в широких народных массах и в искусстве.

Вулканические конусы можно также подразделить на моногенные и полигенные. Первые характеризуются вулканической деятельностью определенного типа (например, шлаковые или лавовые конусы) и часто образуются в результате одноактной вспышки активности, приуроченной к единому центру. В сложных вулканах, к числу которых относятся как щитовые, так и стратовулканы, могут происходить извержения различного типа и действовать несколько эруптивных центров и побочных паразитических кратеров. Извержения практически в одном и том же месте в таких вулканах могут повторяться в течение нескольких тысяч лет; сами вулканические постройки при этом оказываются пронизаны дайками и штоками.

Кратеры. На вершине большинства вулканов имеется кратер — отверстие, через которое извергается лава. В вулканах типа мааров окруженный кольцом пирокластики кратер располагается ниже общего уровня земной поверхности в субвулканических коренных породах. Такие кратеры, очевидно, образуются в результате единичных взрывов, в отличие от более характерных вершинных кратеров, располагающихся внутри постройки из вулканических выбросов.

Лавовые потоки, плато или равнины. Эти формы рельефа образуются в результате извержения достаточно текущей лавы и обычно связаны с проявлениями базальтового вулканизма.

Игнимбритовые плато. К ним относятся крупные магматические формы рельефа, возникающие в результате чисто эксплозивных извержений средних и кислых лав.

Кальдеры. Депрессии в вулканических областях или на вершинах крупных вулканических аппаратов образуются либо вследствие громадных эксплозий, либо при тектонических проседаниях, вероятно следующих за извержением. На рис. 89 в качестве примера показана кальдера близ Рабаула, Папуа-Новая Гвинея, заполненная морем и представляющая собой бухту, окруженную вулканами, расположенными по кальдерному кольцу вдоль северо-восточного берега о-ва Новая Британия.

Более детально с вулканическими формами рельефа можно ознакомиться в специальных работах [74, 315, 167, 168] *.

* Более обширный список литературы по вулканическому рельефу на русском, английском, французском и немецком языках читатель найдет в книге-справочнике В. А. Апродова «Вулканы». М., «Мысль», 1982. 367 с.— *Прим. ред.*



Рис. 89. Кальдера у Рабаула, Папуа — Новая Гвинея.

В этой главе внимание уделяется не столько конструктивным и экзогенно-деструктивным вулканическим формам рельефа, сколько тектонической позиции вулканических структур.

БАЗАЛЬТОВЫЕ ВУЛКАНЫ

Базальтовые магмы обычно выполняют трещины, которые приоткрываются вследствие растяжения и заполняются магмой с образованием даек. Последние не только представляют собой подводящие каналы поверхностных вулканов, но и сами вносят значительный вклад в общую массу земной коры, которую они пересекают. Западная и восточная части Исландии расходятся со скоростью 5 см/год в результате раздвигания морского дна и заполнения возникающих полостей дайками. На острове Арран (Шотландия) на долю третичных вулканических интрузий, обусловленных растяжением земной коры, приходится $\frac{1}{15}$ поверхности острова.

Раздвигание земной коры в Исландии осуществляется по серии рифтов, рассеченных несколькими поперечными трещинными зонами. Отдельные крупные скопления лав, видимо, состоят из ряда линзовидных тел, образовавшихся в едином эпизоде вулканизма и связанных с самостоятельной свитой питающих даек. Исландия характеризуется значительной мощностью



Фото Дж. Барри

коры и глубокофокусной сейсмичностью. Некоторые исследователи предполагают существование под Исландией мантийного диапира, который является источником магмы.

Выходящие на земную поверхность дайки служили каналами трещинных излияний. В случае подобных трещинных излияний легко текучая лава покрывает обширные площади и преобразует рельеф поверхности без образования крупных вулканических гор. Лишь на поздних стадиях активности вдоль подводящей трещинной структуры могут формироваться шлаковые конусы.

По направлению к поверхности многие дайки расчленяются и восходящая «пластина» магмы расщепляется на серию трубообразных тел. Каждое из них, достигая поверхности, дает начало вулкану.

Наряду с трещинной активностью для базальтоидного вулканизма характерна также очаговая вулканическая активность, когда извержения происходят из единого кратера. К числу таких вулканических аппаратов центрального типа относятся пологие щитовые постройки Гавайских островов, а также океанические острова с крутыми склонами, подобные стратовулкану Тристан-да-Кунья. Вулканическая деятельность в едином центре продолжается в течение тысяч и даже миллионов лет. В одних случаях извергаются лавы, в других — пеплы и прочие пирокласты. Однако в основном при базальтовом вулканизме преобладают лавовые потоки. Шлаковые вулканы преимуще-

ственно формируются на поздних стадиях извержений, как и при трещинных излияниях, и также невелики по размерам.

Для ареального вулканизма (также называемого многоустевым, polyorifice volcanism) со свойственными ему моногенными вулканами характерно отсутствие сколько-нибудь выраженной тенденции к расположению центров извержений в определенных точках в течение продолжительного времени. Отдельные вулканы функционируют кратковременно — от немногих недель до 12 лет. Их высота редко превышает 450 м. Преобладают шлаковые и лавовые конусы, а также маары, тогда как стратовулканы редки или не возникают вообще. Пространственное распределение вулканов неупорядоченное, с отдельными группировками и редкими линейными цепочками. Вулканы относятся к базальтам, причем в пределах провинции ареальных извержений состав продуктов очень устойчив. К числу таких провинций относятся штат Виктория (Австралия), а также вулканические районы Оверни (Сев. Австралия), Мексики и Армении (СССР).

Тип вулканического аппарата, природа магмы и характер извержений в очень сильной мере зависят от тектонической обстановки. Срединно-океанический вулканизм — преимущественно трещинного типа, но временами может локализоваться в немногих центральных вулканах. Остров Святой Елены в настоящее время располагается примерно в 800 км восточнее Южно-Атлантического срединно-океанического хребта и, вероятно, по своему происхождению близок к острову Вознесения, поднимающегося в северной части того же хребта. Сейчас остров Святой Елены — потухший двувершинный щитовой вулкан, смещенный в сторону от современной полосы спрединга морского дна. Однако ранее, в период 15—8 млн. лет назад, вулканы Актеон и Хай-Пик, венчающие остров Св. Елены, периодически действовали.

Другая категория вулканов океанических впадин, по-видимому, связана не с субокеаническими хребтами, а с горячими точками под земной корой. В этих точках периодически происходят извержения и образуются вулканы. После периода покоя горячая точка вновь активизируется, но тем временем земная кора над ней перемещается и возникает новый вулкан с иным относительным расположением в земной коре, как это описано в гл. 1.

На континентах также могут происходить извержения, связанные с горячими точками. Для вулканов центрального типа Восточной Австралии П. Уэллманом и И. Мак-Дугаллом (1974) установлена замечательная корреляция возраста и широты их локализации (рис. 90). Предлагаемая скорость перемещения центров вулканизма в Восточной Австралии к югу составляет 665 мм за 1000 лет. Эта величина в рамках мобилистской концепции отвечает скорости перемещения Австралийской плиты по астеносфере в северном направлении.

Базальтовые лавы обычно наиболее флюидны, в связи с чем они могут растекаться на большие расстояния, подобно потоку Фрамбуни, излившемуся из вулкана Тролльдаунгья в Исландии, длина которого достигает 120 км. На земной поверхности лавы могут при сравнительно небольшом объеме образовывать крупные вулканические равнины, например равнину площадью 150 000 км² в Западной Виктории. Поток Лаки в Исландии, излившийся за семь месяцев в 1783 г., при средней мощности 25 м покрыл площадь 565 км².

При неровностях рельефа лава стекает в долины, иногда заполняя их и перетекая через междуречья. Обычно вулканические потоки нарушают единство ранее существовавшей речной сети. В некоторых случаях излияния лав происходят в столь грандиозном масштабе, что даже глубокие долины горных областей заполняются ими полностью и возникают лавовые плато. В пределах плато Колумбия базальтами миоценового и плиоценового возраста полностью погребен ранее существовавший рельеф с превышениями более 1500 м., т. е. превосходящими глубину Большого Каньона. Базальты плато Колумбия мощностью 1000 м представлены многочисленными индивидуальными потоками со средней мощностью около 10 м, покрывающими в целом площадь около 260 000 км².

Близки к ним и часто рассматриваются совместно базальты равнины Снейк-Ривер плиоцен-четвертичного возраста, покрывающие площадь 52 000 км². Деканские траппы в Индии, по возрасту занимающие интервал от мела до эоцена, в настоящее время занимают площадь 500 000 км² и имеют мощность до 2000 м. Меловые платобазальты Параны в Бразилии покрывают территорию свыше 750 000 км². Базальты Карру в Южной Африке поздне триасового — раннемелового возраста покрывают ныне 140 000 км², но ранее, вероятно, область их распространения была в 10 раз больше [77].

Столь гигантские массы вещества могли происходить только из мантии, с незначительным вкладом из других источников, и должны быть связаны с очень крупными тектоническими событиями. К. Кокс [77] полагает, что базальты Карру обусловлены единым термотектоническим событием — со становлением окраины континента в Юго-Восточной Африке в процессе

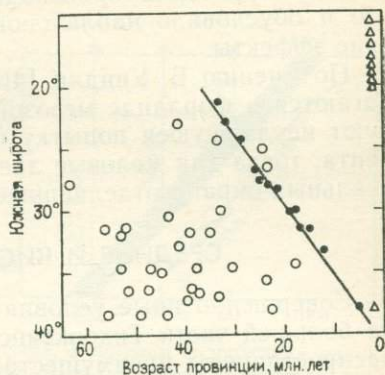


Рис. 90. Соотношения между широтой местоположения и возрастом кайнозойских вулканов Австралии. По П. Уэллману и И. Мак-Дугаллу [455].

Точки — вулканические аппараты центрального типа, кружки — лавовые поля, треугольники — провинции ареального вулканизма

фрагментации Гондваны. Затухающие стадии этого цикла перекрываются (на шкале геологического времени) с главным периодом вулканической активности на юго-западе Африки, которая предположительно связана с развитием континентальных окраин в Южной Атлантике. Предполагается, что под центральной частью Гондваны, в пределах некоторой изометричной территории происходил подъем мантийного материала, что и обусловило наблюдающиеся тектонические и вулканические эффекты.

По мнению Б. Уиндли [464], юрские лавы Гондваны располагаются в форланде мезозойского складчатого пояса и фиксируют неудавшуюся попытку фрагментации южного суперконтинента, тогда как меловые лавы локализуются вдоль или вблизи реальных окраин отделившихся друг от друга континентов.

СРЕДНИЕ И КИСЛЫЕ ВУЛКАНИТЫ

Совершенно иные условия локализации вулканов сложились на большей части Тихоокеанской окраины обеих Америк. Здесь распространены преимущественно андезитовые вулканы, и размещаются они вдоль определенных линий в виде цепей. Пока что остается неясным, почему одиночная цепь вулканов Южной Америки к северу от 30° ю. ш. сменяется двойной. Видимо, на глубине располагаются характерные линейные аппараты центрального типа. Существенно, что в пределах той же площади развиты многочисленные батолиты андезитового состава.

Вулканический пояс трассируется в Северную Америку, где становится, однако, менее отчетливым. Каскадные горы в США сложены почти исключительно вулканитами. Последние синхронны с базальтами плато Колумбия, расположенного восточнее. Различие этих двух магматических провинций заключается прежде всего в химизме вулканитов: в Каскадах развиты не базальты, а андезиты и гранодиоритовые интрузивы. На последних стадиях магматизма в Каскадных горах возникли многочисленные крупные сложные корпуса, в частности Рейнир, Худ, дацитовый купол Лассен-Пик (в понижении между Сьерра-Невадой и Каскадами) и вулкан Мазама.

В западной части Тихого океана располагаются островные дуги, и здесь опять-таки присутствуют андезитовые вулканы, во многих аспектах сходные с американскими. Одна из интересных особенностей, установленная для вулканизма островных дуг, заключается в систематическом нарастании содержания калия по мере удаления от фронта дуги в сторону материка (рис. 91). Некоторые исследователи связывают это с увеличивающейся глубиной субдуктирующей плиты. Однако такая корреляция, основанная на положении зоны Беньофа, устанавливаемой по гипоцентрам землетрясений, представляется недостаточной для объяснения вариаций химического состава.

Вулканизм островных дуг, возможно, представлен двумя контрастными полосами. На дне океанического желоба происходят извержения основных вулканических пород, пиллоу-лав и брекчий. Непосредственно в вулканической дуге параллельно накапливаются среднекислые вулканиды, образующие андезитовые вулканы или отложения игнимбритов. Обнаружение подобных соотношений в геологическом прошлом позволяет предполагать ситуацию островных дуг. Так, в Уэльсе (Великобритания) ордовикские кислые вулканиды неизменно представлены субаэральными игнимбритами, тогда как основные вулканиды всегда — субмаринными пиллоу-лавами и их брекчиями.

Смесь твердых частиц, взвешенных в газе, может приобретать свойство жидкости; этот принцип, в частности, используется в промышленной «флюидизации» для транспортировки по трубопроводам таких материалов, как цемент и угольная пыль. Сходный процесс проявляется при некоторых вулканических извержениях, когда пирокластические частицы, взвешенные в вулканических газах, истекают подобно чрезвычайно подвижной жидкости. Такие потоки выглядят, как стремительно выброшенные облака пыли. Ночью они светятся и обычно известны как *pléees ardentes*, что означает в переводе с французского «палящие тучи».

При извержениях типа флюид-процесс отлагаются слои преимущественно спекшегося вулканического туфа, известные под названием игнимбритов [71]. Этот термин характеризует не столько состав, сколько структурные особенности породы. Наиболее часто игнимбриты имеют риолитовый и андезитовый состав. За исключением подошвенных и покровных слоев, породы игнимбритовых комплексов — это спекшиеся, «сваренные» вулканиды. После истечения газов горячие частицы пепла прилипают друг к другу с образованием сваренных туфов. Последние часто очень похожи на риолиты, и многие определенные именно так в прошлом породы в настоящее время идентифицированы как игнимбриты. В классическом руководстве К. Коттона (1944) представления об игнимбритах не учитываются и их массовые скопления описываются как риолитовые плато.

Пирокластические потоки очень подвижны. Они стекают по склонам возвышенностей, быстро заполняя депрессии и, придя в состояние покоя, приобретают идеально ровную поверхность. Такие потоки, например, прослеживались на расстояние до

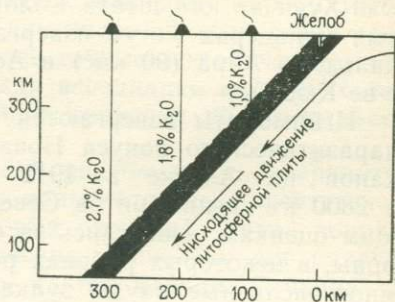


Рис. 91. Вариации содержания калия в андезитах в профиле поперек островной дуги. По Дж. Райту [472]

20 км от горы Мазама в Орегоне. Потоки к северо-западу от оз. Тоба на Суматре покрывают площадь 25 000 км², а игнимбриды рифтовой зоны Таупо-Пленти и района кальдеры Роторуа на Северном острове Новой Зеландии занимают территорию 26 000 км².

Подсчитанные объемы игнимбридов очень велики. Объем их поля в Новой Зеландии составляет 8300 км³, а игнимбриды гор Сан-Хуан на юге штата Колорадо слагают 9500 км³. В отдельных кальдерах могут извергаться значительные их объемы — кальдеры Айра (90 км³) и Асо* (80 км³) (обе в Японии на о-ве Кюсю).

Игнимбриды извергаются очень быстро. При извержении паразитического конуса Новарупта в Катмайской группе вулканов на Аляске в 1912 г. за 60 ч отложилось 25 км³, а 2800 км³ игнимбридов Северного Квинсленда, по существующим оценкам, изверглись за считанные дни [31]. С другой стороны, в некоторых районах развития игнимбридов установлены многочисленные паузы вулканической активности, по времени достаточные для распространения лесных формаций. В бассейне р. Ламар в Йеллоустонском национальном парке установлены остатки 27 самостоятельных горизонтов с былыми лесами. При этом деревья в них расположены в вертикальном положении; каждый раз при возобновлении извержений леса погребались пирокластикой.

ДРУГИЕ ТИПЫ ВУЛКАНИТОВ

Вулканы Средиземноморья иногда выделяют в самостоятельную группу. В связанных с ними породах проявляется тенденция к относительному обогащению щелочными элементами, особенно калием, хотя в этом отношении имеются значительные вариации. По типу построек преобладают вулканические аппараты центрального типа. Средиземноморье имеет сложное тектоническое строение, и было бы неожиданным присутствие здесь лишь какой-нибудь одной простой ассоциации вулканитов.

В рифтовых долинах некоторые вулканы имеют базальтовый состав продуктов, причем андезиты и риолиты среди рифтовых вулканитов совершенно отсутствуют. Многие лавы сильно обогащены щелочами, натрием и калием, даже при высокой основности, а некоторые из них существенно карбонатитовые — лавы знаменитого вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи в Кении. Карбонатитовые лавы, состоящие преимущественно из магматического кальцита, позволяют предполагать наличие громадных скоплений карбонатного вещества в основании земной коры.

* Общий объем выбросов пирокластов андезитового состава из кальдеры и вулкана Асо достигает 200 км³. — *Прим. ред.*

Щелочно-карбонатитовый вулканизм неоднократно проявлялся в континентальных рифтах в течение длительных периодов времени, за которые литосферные плиты перемещались на значительные расстояния. Это означает, что такой вулканизм не мог быть обусловлен некоторым фиксированным источником магмы ниже литосферы, а скорее связан со структурной особенностью литосферы, определяющей здесь специфический магматизм [15]. Распределение и происхождение карбонатитов позволяют полагать, что они так или иначе связаны с внутренними частями континентов, но более точные тектонические корреляции пока отсутствуют, хотя для ассоциации щелочных лав и карбонатитов Западной Африки и Бразилии предполагалась связь с авлакогенами.

Кимберлиты представляют собой разновидность перидотитов, обогащенную оливином. Они примечательны присутствием алмазов в некоторых кимберлитовых трубках. Эти породы имеют важное геологическое значение, поскольку предполагается их поступление из глубоких частей мантии. Глубина их образования определяется присутствием в некоторых случаях включений коэсита — модификации SiO_2 высокого давления, при отсутствии другой его модификации — стишовита, свойственной еще большим давлениям. Этим определяется уровень генерации кимберлитов внутри верхней мантии на глубине между 150 и 300 км, в 5—10 раз превышающей мощность земной коры. Чрезвычайно быстрое становление кимберлитов, оцениваемое примерно скоростью звука, совместно с другими их особенностями говорит об уникальном способе интрузии, способствующей выносу к поверхности включений всех пород, сквозь которые они перемещались [139].

В кимберлитах присутствуют округлые ксенолиты эклогитов, и, видимо, они поступают из эклогитового слоя Земли (или пересекают его). Такой слой, судя по величине давления, необходимого для образования эклогитов, располагается на глубине 110 км. Эклогиты, возможно, образуются за счет базальтов при метаморфизме высоких давлений, как, вероятно, и образование базальта при снятии давления с эклогитов. Соотношение объемов одинаковых масс базальта и эклогита составляет примерно 100 : 85. Поскольку эклогиты имеют примерно такой же, как и базальты, состав, плавление их на больших глубинах, массовые излияния платобазальтов и внедрение крупнейших силлов можно связывать с разломами континентов. Кроме того, само по себе это превращение в связи с изменением плотности вещества неизбежно должно вызывать вертикальные перемещения земной коры.

Примерно 100 ± 20 млн. лет назад был пик внедрения карбонатитов, кимберлитов, щелочных и ультраосновных пород, возможно обусловленный особенно активной фазой раздвигания морского дна, приоткрыванием моря Тетис или каким-либо сходным тектоническим событием.

Большинство кимберлитов имеет мезо-кайнозойский возраст и в своем распространении ограничено внутренними частями или окраинами стабильных кратонов [93]; реже они приурочены к рифтовым зонам. Некоторые тела располагаются в сводах, другие — в разломных линеаментах или грабенах. Иногда, как это имеет место в 94 среднемиловых кимберлитовых трубках Анголы, проявляется приуроченность к продолжениям трансформных разломов Атлантики.

Указывалось также [461], что в Западной Африке кимберлиты тяготеют непосредственно к продолжению под континент океанических зон трещин. Сходные соотношения обнаруживаются и у австралийских кимберлитов [139].

ПРОСЕДАНИЕ И КАЛЬДЕРА ОБРУШЕНИЯ

Для извержений огромных масс вулканитов, например игнимбритов, в чрезвычайно короткое время необходимы очень специфические тектонические условия. Наиболее вероятное объяснение таких извержений заключается в предположении, что питавшие их магматические камеры располагались очень близко к поверхности. Эта идея подтверждается геофизическими данными и обнаружением древних игнимбритов, интродуцированных связанными с ними плутонами [31]. Для реализации таких извержений необходим некоторый механизм, действующий подобно цепной реакции. Быстрое истечение первых порций лавы должно вызывать в непосредственном с ней соседстве расширение магмы и образование в ней пузырьков газа, что, в свою очередь, приводит к снятию давления несколько ниже, где также происходит выделение пузырьков и т. д. В результате происходит очень быстрое истечение «вскипевшей» магмы. Конечно, для осуществления такого процесса в магме должны присутствовать в избытке летучие, выделяющиеся в виде газа.

Такое быстрое удаление магмы, осуществляющееся подобно «убеганию» вскипевшей жидкости, может опустошить магматическую камеру под вулканом и привести к образованию кальдеры обрушения. Это подтверждается очень частой ассоциацией кальдер с игнимбритами. Так, извержение Катмай в 1912 г. привело к понижению вершины одноименной горы на 240 м и образованию здесь кальдеры поперечником 5 км. Последующие исследования показали, что главным источником извержения был новообразованный вулканический конус Новарупта, расположенный в 8 км и на 1500 м ниже горы Катмай, которая обрушилась в результате эксплозии. Предполагается, что существовала общая магматическая камера и магма перемещалась под землей на 8 км из-под Катмаи, извергаясь в Новарупте.

К. Бранч [31] описал проседание обширных площадей в северном Квинсленде, в том числе одного участка размером

120 × 55 км. Этот исследователь предложил различать два типа кальдер: обусловленные удалением магмы из глубинных камер и вызванные обрушением в результате колоссальных извержений пемзы из близповерхностных магматических камер.

Депрессии, возникающие в результате быстрого удаления магмы и обрушения кровли магматической камеры, Р. Ван Беммелен [427] предложил называть вулcano-тектоническими депрессиями. К этому типу отнесен был бассейн оз. Тоба на Суматре, а позднее — депрессия Роторуа-Таупо в Новой Зеландии. Для обеих названных структур позднее было показано, что они имеют тектоническую природу и возникли в результате подвижек, происходивших до извержений. При этом проседание происходило прерывисто в течение длительного времени, что несовместимо с представлением о едином пароксизме обрушения сводообразной кровли магматической камеры.

Оседание вулканических конусов

Одно из фундаментальных различий невулканических гор и вулканов заключается в том, что первые представляют собой неотъемлемую часть земной коры, а вторые можно рассматривать как нагрузку на нее. В этом смысле вулканы сходны с крупными ледниками, озерами или с мощными скоплениями осадков. Вулканы, как и все прочие нагрузки, подчиняются изостатическим силам и проседают под собственным весом.

Крупные вулканы влияют на регулирование тектонического режима прилегающей к ним площади. Поскольку океаническая кора имеет небольшую мощность, предполагается, что при извержении подводных вулканов подкоровая магма стягивается под жерло со значительной окружающей его площади. После окончания вулканической деятельности тяжелый вулкан, покоящийся на ограниченном участке тонкой коры, начинает погружаться. Он может придавливать окружающую кору с образованием вокруг своего основания кольцеобразного понижения. Довольно часто у океанических вулканов под воздействием морской абразии образуются плоские вершины. К настоящему времени многие плосковершинные вулканы значительно просели и располагаются гораздо ниже зоны деятельности волн. Такие постройки называют гайотами, а вулканы, просевшие без уплощения вершины, — подводными пиками или горами. Некоторые подводные вулканы в тропических областях служат основанием для растущих коралловых рифов.

Извержение больших количеств базальтовой магмы может приводить в конечном счете к опустошению магматической камеры и обрушению расположенной над ней вулканической постройки. Для базальтоидных вулканических областей, видимо, наиболее типичны вулканические котловины проседания типа Гленко (по прототипу в Шотландии), при образовании

которых происходит опускание крупного цилиндрического блока как единого целого.

Современным примером структур этого типа может служить двойная концентрическая кальдера Аскья в Исландии, по кольцу которой располагаются вулканы, изливающие лавы в центральную котловину. Другой пример — центральная каль-

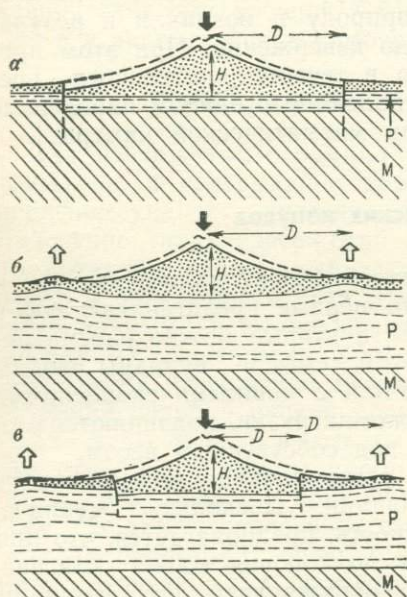


Рис. 92. Типы деформации вулканов. По Т. Судзуки [402].

a — дизъюнктивный, сбросовой; *b* — пликтивный (складчатый); *v* — смешанный. Возраст осадочных пород фундамента: P — плиоценовый, M — миоценовый

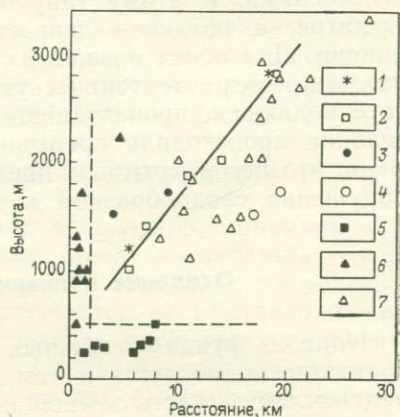


Рис. 93. Зависимость между высотой вулканического конуса или гайота (H) и расстоянием от их центра до деформированных краев (D). По Т. Судзуки [402].

1—4 — типы деформации вулканического конуса (1 — сбросовой, 2 — складчатый, 3 — смешанный с ведущей ролью сбросов, 4 — смешанный с ведущей ролью складок); 5, 6 — кальдеры обрушения (5 — типа Кракатау, 6 — прочие); 7 — гайоты

дера Ниуатопутану в дуге Тонга, окруженная кольцевым комплексом трещин диаметром 5 км. К этой же группе относится кальдера Амбрим (Новые Гебриды), проседание которой происходило спокойно. Кальдера Силали в рифте Наиваша—Баринго (Кения), также типа Гленко, имеет размеры 8×5 км и примечательна просадкой подошвы на 300 м без значительного извержения.

Оседание вулканических конусов вызывает различные деформации у их подножия — кольцевые сбросы, надвиги, антиклинально поднятые гряды. Все эти дизъюнктивы имеют тенденцию окаймлять вулканический конус. Их можно подразделить на три категории — разрывные, складчатые и смешанные (рис. 92). Преимущественное проявление деформаций той или иной категории определяется характером субвулканических по-

род. Т. Судзуки [402] изучил эти эффекты на девяти стратовулканах в Японии и Индонезии, а также обобщил информацию по кальдерам и гайотам. Выяснилось, что оседание, сопровождающееся сбросами, произошло в случаях, когда мощность третичных осадков не превышала 200 м, тогда как при большей мощности осадочной толщи (обычно от нескольких сот до тысяч метров) проявлялись складчатые или смешанные деформации.

Величина оседания составляет одну-две сотни метров. Скорость проседания определялась на вулкане Иизуна. Проседание сопровождалось складчатыми деформациями, а скорость его оценена в 4 мм/год (4000 Б).

Расстояние (D) от центра вулканического конуса до зоны кольцевых деформаций пропорционально относительной высоте постройки (H), которую можно принять за меру ее веса. Для гайотов, окруженных рвами или гребнями, установлены такие же соотношения между D и H , отсутствующие, однако, у кальдер обрушения (рис. 93, табл. 3).

Таблица 3

Зависимость между высотой гайота (H) и расстоянием (D) от его центра до кольцевого рва или вала у его подножия. По Т. Судзуки [402]

Название гайота	H (м)	D (км)	Название гайота	H (м)	D (км)
GA-1	3290	27,6	GA-15	2000	10,0
GA-12	2900	17,6	GA-5	1830	11,1
GA-23	2750	19,4	G22-128	1520	10,5
Фэрис (а)	2740	22,2	GA-11	1465	15,7
Фэрис (б)	2655	21,2	GA-14	1460	13,6
Уэлкер	2560	18,6	135°10' з. д., 46°05' с. ш.	1370	14,8
Диккенс	2380	17,6	GA-8	1280	8,3
GA-7	2015	17,6	137°10' з. д., 45° с. ш.	1100	11,1
GA-3	2010	16,6			

Если учесть, что даже одиночные крупные вулканы проседают под собственным весом, то представляется весьма неожиданной устойчивостью гигантских лавовых плато, высокоподнятых с мезозоя. Нельзя предполагать, что под ними существуют мощные сиалические корни. Наоборот, платобазальты образуются как раз в регионах, где скорее можно ожидать отсутствия сиала, так что причину продолжительного их существования в виде поднятий будет объяснить нелегко.

ОСОБЕННОСТИ ГЛОБАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВУЛКАНОВ

Большинство вулканов располагается у границ литосферных плит (см. рис. 37). Однако некоторые из них локализируются и в середине континентальных плит. К числу таковых относятся, например, нагорья Тибести, Ахаггар и Джебель-Марра

в Сахаре, где высота вулканов иногда превышает 3000 м. В средней части, а не на окраине океанической плиты располагаются вулканические Гавайские острова, хотя, как уже говорилось, они связываются с «горячей точкой».

Глобальное распределение типов вулканов изучал Т. Судзуки [403], который использовал составленный И. Кэтсуи

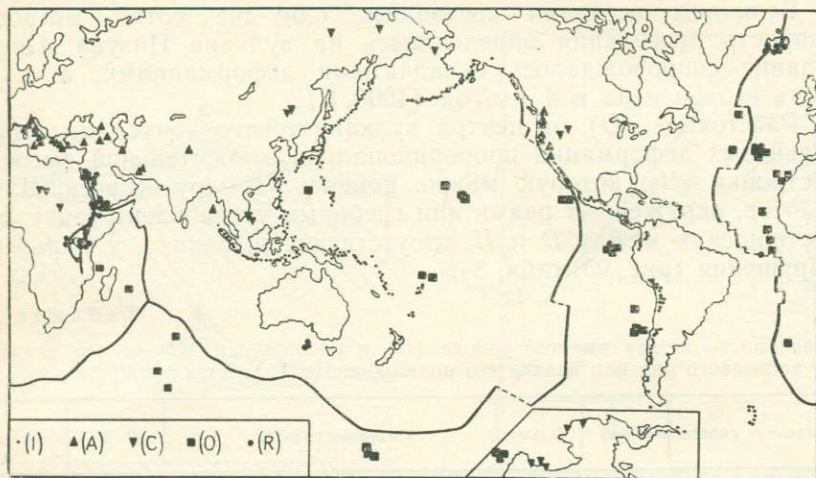


Рис. 94. Мировое распределение действующих вулканов по регионально-типологическим группам. По Т. Судзуки [402]

в 1971 г. мировой каталог действующих вулканов с общим их количеством 830. Из них 699 вулканов достаточно хорошо описаны и поддавались типологической классификации. Т. Судзуки предложил вулcano-морфологическую формулу, построенную на упорядоченных сочетаниях сокращенных обозначений простых вулканических форм рельефа в порядке их формирования. Он выделил 57 разновидностей, которые группируются в шесть серий, соответствующих типу древнейшего простого вулкана (обычно главный конус) и наличию кальдер.

Глобальное распределение вулканов по этим шести типологическим сериям выглядит следующим образом (%).

Стратовулканы	62
Стратовулканы с кальдерой	10
Щитовые вулканы	11
Щитовые вулканы с кальдерой	3
Кальдерные вулканы	7
Моногенные вулканы	6

Кроме того, выделены пять регионально-типологических групп вулканов: островных дуг (I), альпийской зоны Евразии (A), внутриплитные континентальные (C), внутриплитные океанические (O), рифтовые континентальные и срединно-океанические (R) (рис. 94).

Можно, следовательно, оценить количественное распределение отдельных типологических серий вулканов по выделенным региональным группам.

Наиболее примечателен, по мнению Т. Судзуки, почти одинаковый порядок количественного убывания стратовулканов и щитовых вулканов по региональным группам.

1. Серия стратовулканов IACRO,
2. Серия щитовых вулканов IACOR.

Это соответствие может отражать региональные различия эксплозивности извергаемых магм. Более отчетливо такая зависимость выступает в морфологическом индексе эксплозивности, определяющемся отношением вулканов с большой долей пирокластики к общему их числу. К существенно пирокластическим отнесены стратовулканы, стратовулканы с кальдерами и кальдерные вулканы. Из общего числа при определении индекса эксплозивности исключались моногенные вулканы. Индекс морфологической эксплозивности был рассчитан для всех региональных групп, и при этом они обособились следующим образом (%).

- | | |
|--|-------|
| 1. Островные дуги | 97 |
| 2. Альпийская зона Евразии и континентальные плиты | 82—77 |
| 3. Океанические плиты и рифтовые зоны | 41—38 |

Морфологический эксплозивный индекс можно сравнить с эксплозивным индексом Ритмана [351], который определяется процентной долей объема обломочных продуктов в общем объеме вулкаников и вычислен для периода с 1500 до 1914 г. Хорошее соответствие между этими двумя показателями позволяет предполагать, что в каждой региональной группе эксплозивность вулканов остается неизменной в течение длительного времени. Т. Судзуки предполагает такое постоянство с позднего плейстоцена до настоящего момента.

Другие выводы Т. Судзуки сводятся к следующему:

- 1) кальдеры взрыва типа Крейтер-Лейк (Каскады) или Кракатау (Зондский пролив) образуются примерно в девять раз чаще, чем кальдеры оседания типа Килауэа (о-в Гавайи);
- 2) доля вулканов с паразитическими, или побочными, жерлами уменьшается в ряду: кальдерные вулканы, стратовулканы с кальдерами, щитовые вулканы, щитовые вулканы с кальдерами, моногенные вулканы;
- 3) лавовые купола редко сосуществуют с другими видами паразитических вулканов;
- 4) ожидается, что в дальнейшем около половины моногенных вулканов будут представлены лавовыми куполами; последние маловероятны для будущих стратовулканов с кальдерами.

Те или иные аспекты глобального распределения вулканов отмечались многими исследователями; некоторые из таких обобщений упоминаются в различных частях этой книги. Ранее отмечались особенности вулканизма островных дуг, «горячие

точки», ассоциация карбонатитов с континентальным вулканизмом. В последних петрологических работах рассматриваются преимущественно региональные тектонические аспекты вулканизма. Исследование Т. Судзуки обсуждено в связи с тем, что он исходил из морфологии, тогда как большинство других авторов основываются на теоретической петрологии или тектонике.

ОСОБЕННОСТИ РЕГИОНАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВУЛКАНОВ

На западе Гватемалы, параллельно побережью, линейно располагаются крупные сложные андезитовые конусы, тогда как восточнее присутствуют относительно немногочисленные и в основном более мелкие рассредоточенные базальтовые вулканы [460].

В Мексике вулканы приурочены к двум линеаментам. Один из них, широтный, возможно, представляет собой продолжение трещинной зоны (трансформного разлома) Кларин, прослеживающейся в Тихом океане на 3000 км. На этой линии расположены, в частности, Попокатепетль, Колима и Барцена (зародившийся в 1952 г.). Второй линеамент северо-северо-западного направления параллелен общей структурной ориентировке Мексиканского плоскогорья и включает вулканы Хорульо, Парикутин.

Расстояния между вулканами могут быть обусловлены мощностью земной коры, как это предполагалось С. Шендом [374] для Галапагосских островов (рис. 95). В данном случае может быть приведена житейская аналогия. Как при разламывании плитки шоколада или постного сахара наименьшая ширина кусочков примерно соответствует толщине плитки, так и блоки, определяющиеся линеаментами, возможно, свидетельствуют о мощности океанической коры под Галапагоссами.

Ранние попытки увязать распределение вулканов с мощностью земной коры были малоубедительными, однако современными геофизическими методами эти соотношения иллюстрируются хорошо [384].

Детальное обоснование структурного контроля вулканизма в пределах небольшого региона произведено в Западной Виктории (Австралия), где существует около 400 центров извержений [216].

Почти две трети этих точек располагаются в пределах Западного нагорья — низкого плато, сложенного палеозойскими породами. Оставшаяся треть эруптивных центров размещается в пределах Западных равнин и перекрывается третичными осадками (рис. 96). Линейный анализ распределения здесь вулканов оказался малоэффективным, хотя иногда три или четыре центра извержений располагаются в едином створе. Иногда намечается довольно общая связь с линиями разломов. Так, вулканы к северо-западу от горы Гамбье располагаются в зоне северо-

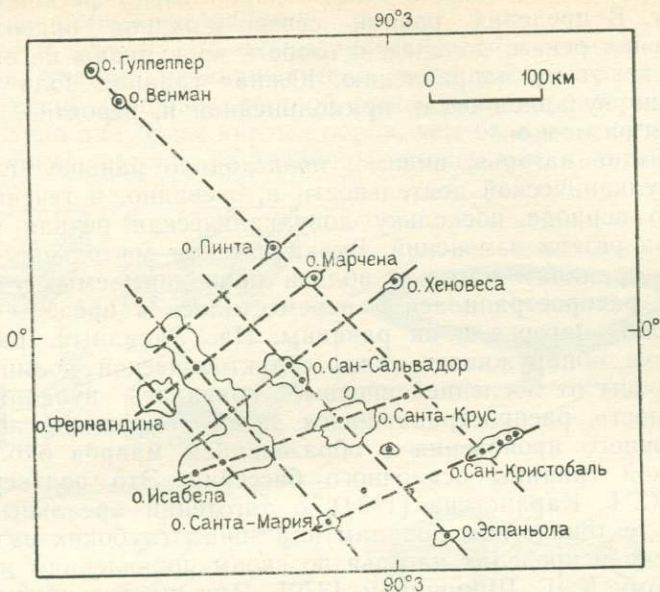


Рис. 95. Расстояния между вулканами на Галапагосских островах. По К. Оллиеру [315]

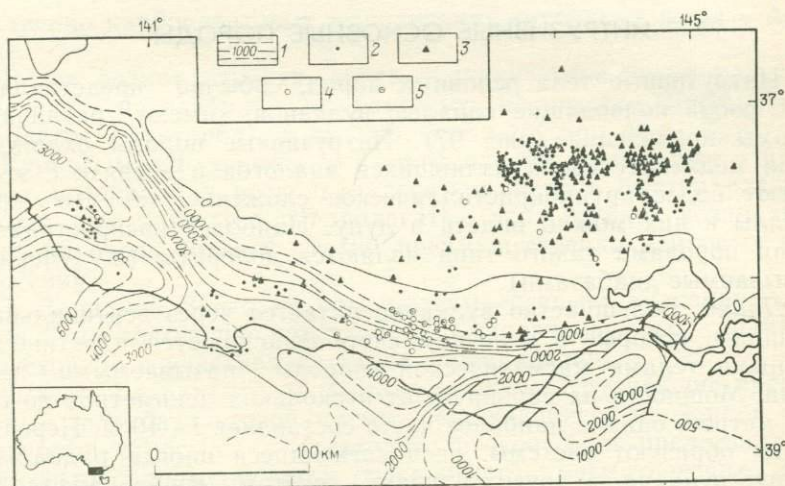


Рис. 96. Распределение вулканов различных типов в юго-восточной части Австралии, отражающее взаимосвязь с рельефом поверхности фундамента. По И. Джойсу [216].

1 — изогипсы рельефа фундамента в метрах ниже уровня океана; 2 — вулканы с шлаковыми конусами; 3 — преимущественно лавовые вулканы; 4 — маары; 5 — двойные или погребенные маары

западного направления, в общем параллельно региональному разлому. В пределах равнин северо-западная ориентировка свойственна рекам, долинам и озерам, но вулканы не выстраиваются по этому направлению. Южная граница поля распространения вулканов очень прямолинейная и, вероятно, контролируется разломом.

Поднятие нагорья, видимо, происходило раньше главного этапа вулканической деятельности и, очевидно, в течение длительного периода, поскольку довулканическая речная сеть не испытала резких изменений. Вулканическая деятельность началась по границам нагорья, вблизи приподнимаемых участков, а затем распространилась и переместилась в пределы поднятых блоков нагорья и на равнины. На Западных равнинах вулканизм обнаруживает связь с тектонической долиной. По обе стороны от последней впервые появилась вулканическая деятельность, распространявшаяся затем по равнине до кульминационного проявления с образованием мааров около тектонической границы осадочного бассейна. Это подтверждает мнение С. Г. Карапетяна (1964) о тяготении ареальных вулканов к тектоническим долинам или зонам глубоких разломов. Вулканизм в пределах нагорья по своим проявлениям подобен описанному К. Г. Шириняном [379]. Речь идет о преимущественном образовании при ареальном вулканизме моногенных аппаратов в многочисленных независимых центрах извержений, смещающихся в направлении сводовых частей вулканических нагорий.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные тела основных пород, обычно представляющие собой подводящие каналы вулканов, имеют различные формы проявления (рис. 97). Интрузивные породы охлаждаются медленнее своих излившихся аналогов и в связи с этим имеют более крупнокристаллическое сложение, так что кристаллы в них можно видеть в лупу. Наиболее распространенными породами такого типа являются долериты (в Америке называемые диабазами).

Дайки. Большинство вулканов питается через вертикальные трещины, которые в конечном счете фиксируются пластинообразными телами магматической породы, называемыми дайками. Мощность их варьирует от нескольких дециметров до сотен метров, однако наиболее часто составляет 1—10 м. Нередко дайки образуют системы, располагающиеся иногда радиально вокруг вулкана, в других случаях — системы грубо параллельных полос, перпендикулярных направлению регионального растяжения. Вероятно, системы параллельных даек образуются в глубоких частях земной коры, а радиальных — ближе к поверхности. Приближаясь к поверхности Земли, дайки часто расщепляются на ряд обособленных трубчатых тел, в других слу-

чаях они непосредственно проникают через вулканическую постройку до земной поверхности.

Некки и трубки. Это цилиндрические подводящие каналы вулканов, видимо, ограниченные в своем распространении непосредственно приповерхностной зоной. Они характерны преимущественно для более кислых пород, чем базальты, а сложные трубки могут состоять из различных пород, как, например, в су-

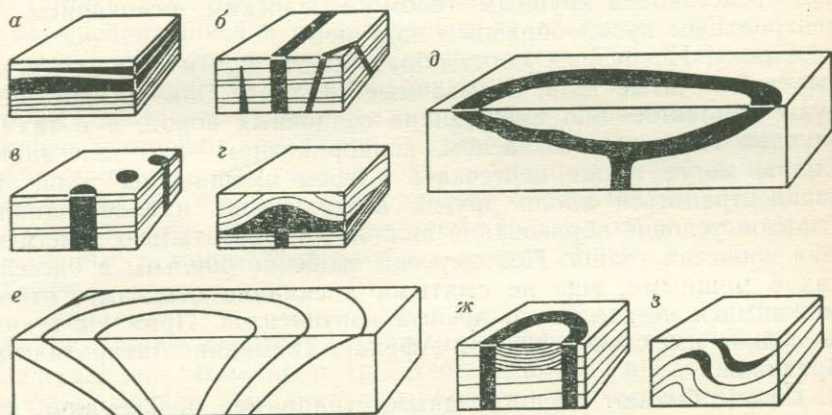


Рис. 97. Формы тел магматических интрузивов. По К. Оллиеру [315].

а — силл; б — дайка; в — некк; г — лакколлит; д — лополит; е — конические дайки; ж — кольцевая дайка; з — факолит

щественно карбонатитовых выполнениях трубчатых жерл в Африке.

В тех редких случаях, когда вулканические некки удается проследить на глубину, как, например, на участке Шэфт, Масив Эклес (Виктория), и на Хилл-уит-а-хоул-ин (о-ва Тристанда-Кунья), можно видеть, что вертикальные трубки уже в пределах интервала в несколько десятков метров быстро расширяются. Это позволяет предполагать, что трубки возникают лишь на очень поздней стадии преимущественно дайковых извержений.

В Западной Виктории установлены «слепые» вулканические трубки, не достигшие поверхности. Становление их, видимо, происходило с участием процесса флюидизации.

Штоки. Батолиты базальтов неизвестны. Крупнейшие интрузивные тела базальтовой магмы, обнажающиеся на земной поверхности, относятся к категории штоков. Они представляют консолидированные остатки содержимого магматических камер, располагавшихся на очень небольшой глубине. На Гавайских островах такие неглубоко расположенные субвулканические магматические камеры установлены геофизическими методами. Крупнейшее цилиндрическое тело поперечником 20×12 км протягивается с глубины 1 км от земной поверх-

ности до глубины 23 км. Такой шток, принадлежащий вулкану Килауэа, имеет лишь очень слабую магнитную аномалию и находится еще в горячем состоянии при температуре выше точки Кюри.

Наиболее часто встречаются магматические камеры цилиндрической или эллипсоидальной формы, однако для Этны установлена плитообразная магматическая камера, а на Реюньоне она представлена крупным телом с плоским основанием и центральным куполообразным вздутием.

Силлы. Интрузивы могут образовывать почти горизонтальные таблитчатые тела, называемые силлами. Они обычно следуют напластованию вмещающих осадочных пород, и в таких случаях говорят о согласном, конкордантном их залегании. Силлы могут также пересекать пласты вмещающих толщ и распространяться вдоль других поверхностей напластования. Главное условие образования силлов — горизонтально залегающая слоистая толща. Поэтому они особенно обильны в бассейнах с мощными, еще не смятыми в складки осадками, отложившимися незадолго до дрейфа континентов. Примеры таких бассейнов имеются в Южной Африке, Тасмании, Антарктиде и Бразилии.

Силлы бывают очень мощными (например, в Тасмании их мощность достигает 700 м). Они могут слагать значительную часть общего разреза толщ. Так, силлы Карру в Южной Африке составляют 15—25 % геологической колонки региона. Силлы, видимо, приподнимают перекрывающие осадки, которые всплывают, уступая пространство восходящей магме, так что в результате должно происходить значительное поднятие земной поверхности.

Кольцевые дайки. Эти тела имеют в плане кольцевую форму и падают вертикально или под большим углом во внешнюю сторону. Представляется, что они выполняют пространство вокруг просевшей цилиндрической или слегка конической массы. Во внутреннем (по отношению к кольцевой дайке) блоке часто развит вулканический материал, залегающий с падением к центру блока и поступавший сюда в результате извержений по самой кольцевой дайке. Структуры этого рода называются вулканическими депрессиями проседания и часто связаны с кальдерами обрушения. Современный пример кольцевой дайки — о-в Ниуафоуу в дуге Тонга, который представляет собой базальтовый купол с кальдерой поперечником 5 км, окруженной комплексом трещин. Извержения по этим трещинам происходили в текущем столетии. Гораздо чаще встречаются кольцевые дайки, вскрытые эрозией значительного размаха; представляется, что большинство из них не достигали земной поверхности.

Конические «слои» (конические дайки). Серии концентрических криволинейных даек, наклоненные внутрь к общему центру, имеют форму перевернутых конусов, уплощающихся по

мере удаления от центра (см. рис. 97), причем внешние конусы также уплощены в сторону поверхности, подобно раструбу музыкальной трубы. Мощность отдельных даек составляет около 10 м. Предполагается, что их внедрение обуславливает поднятие вмещающих пород внутри конуса.

По наклону конических даек можно определить глубину вершины конусов, которая обычно составляет 3—4 км.

Лакколиты. Таким геологическим телом называется интрузив, внедрившийся в горизонтально залегающие породы, обладающий плоским основанием и приподнятой кровлей перекрывающей толщи. Такое приподнимание перекрывающих пород может достигать значительных размеров. Классический пример — лакколиты гор Генри (штат Юта). По расчетам, они формировались под толщей осадков мощностью 800 м, целиком приподнятой самими лакколитами с образованием гористой возвышенности. В настоящее время наблюдаются лишь эродированные останцы этих куполов в виде пяти массивов гор Генри.

Лополиты — это огромные блюдцеобразные интрузивы. В Тасмании долеритовая магма интродуцирована в горизонтально залегающие пермские и триасовые осадки, приподнимая их в своей кровле. Эти долериты образуют ряд очень крупных, но «неглубоких» блюдцеобразных тел, заключающих в центральных частях вмещающие осадки, т. е. интрузии могут рассматриваться как лополиты.

Помимо чисто геометрического аспекта оценки формы базитовых интрузивов, при рассмотрении базальтового магматизма возникают проблемы механизма интрузий и источника магмы. Базальтовые магмы, видимо, образуются в верхней мантии на глубинах до 250 км. Подъем их сквозь земную кору можно объяснить тем, что плотность жидкого базальта (около $2,6 \text{ г/см}^3$) меньше средней плотности пород земной коры. После охлаждения и консолидации базальта плотность его увеличивается ($2,9—3,0 \text{ г/см}^3$). Следовательно, конечная высота подъема магмы из астеносферы определяется соотношением между скоростью восхождения магмы и скоростью ее остывания [23]. Это положение уместно при рассмотрении более глубоких инъекций, но в других случаях движение магмы осуществляется значительно быстрее (см. гл. 16), и охлаждение оказывает незначительное влияние на восходящую колонну магмы. Эти цифры, однако, представляют интерес как частично объясняющие тенденцию к проседанию вулканов после извержения.

Ряд вулканов извергается в куполах, приподнятых над общим уровнем окружающей поверхности. Интрузивы (силлы, конические или кольцевые дайки) занимают пространство, созданное приподниманием перекрывающей толщи. Это обуславливает возникновение на земной поверхности купола еще до извержения. Возможно, что в некоторых случаях такой купол

даже эродируется и расчленяется денудацией до появления вулканических отложений. Некоторые примеры таких соотношений показаны на рис. 98.

Часто допускают, что развитие вулканического центра и сопутствующая интрузивная деятельность осуществляются при

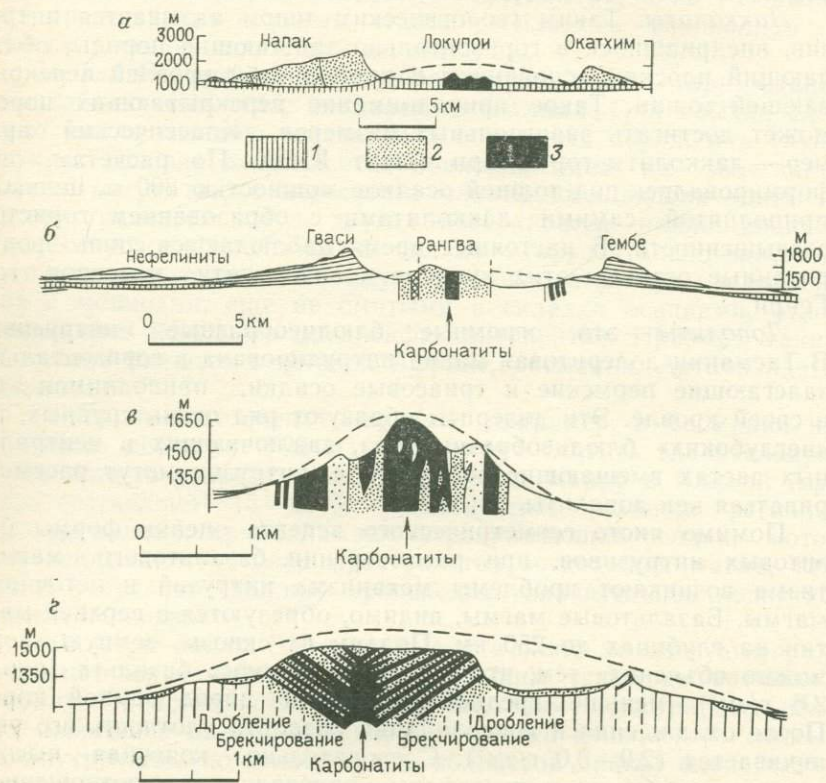


Рис. 98. Куполовидные структуры фундамента вулканов восточной Африки.

a — Напак, *б* — Кисингири, *в* — холм Южный Рири, *г* — гора Хома (*a* — по Б. Кингу [232]; остальные по Б. Кингу и др. [234]). Пунктиром показана первоначальная поверхность купола фундамента: 1 — комплекс фундамента; 2 — агломераты, туфы и лавы; 3 — вулканический некр

совершенно пассивном поведении фундамента, который не претерпевает сколько-нибудь ощутимых движений. Однако еще Б. Кинг [232] показал, что разрушенный позднемиоценовый вулкан Напак в Уганде приурочен к отчетливому куполу в его фундаменте (рис. 98, *a*). Аналогично располагается на куполе и древний вулканический центр о-ва Малл (Шотландия). В последнем образовалась кальдера, механизм образования которой объясняется, по Н. Расту [345], на рис. 99.

Х. Йодером в 1952 г. было выдвинуто представление, развитое Р. Аффеном и А. Йессопом в 1963 г., о том, что снятие напряжения в мантии может вызвать в ее верхней части начальное образование базальтовой магмы. Такое снятие напряжений, связанное с крупными землетрясениями, может понижать температуру плавления в прилегающих к очагу участках

Рис. 99. Схема образования магматического купола и производной кальдеры, полученная на основании данных по вулканическим центрам о-ва Малл (Шотландия) и горы Сноудон (Уэльс). По Н. Рагу [345]



и начало плавления мантийного вещества. Исходя из этой концепции, Х. Куно [251] предположил, что базальтовые магмы выплавляются в зонах Беньофа на различных глубинах, в частности, оливиновые базальты на глубинах 250—400 км, высокоглиноземистые базальты 250—150, толеитовые 150—100 км. Д. Бейли [14] привлек внимание к совпадению позиций коровых напряжений и щелочного магматизма с обильным участием летучих. Он предположил, что снятие напряжения может обуславливать скопление в таких участках летучих.

Подъем первичных магм обуславливается увеличением объема в месте и в момент их зарождения. Более легкие кислые магмы могут подниматься вследствие своей плавучести, но относительно тяжелые движутся под внутренним давлением, генерированным вследствие превращения твердого вещества в жидкость.

ФЛЮИДИЗАЦИЯ

Изучение вулканических трубок привело к новым идеям относительно природы извержений, особенно маарного типа. Для объяснения их механизма был привлечен новый процесс — флюидизация. Смесь твердых частиц в турбулентном газе может вести себя во многих отношениях подобно жидкости. Флюидизация представляет собой механизм, которым объясняется необычайная подвижность пирокластических потоков типа палящих туч и извержений игнимбритов. Вероятно, она проявляется и при становлении интрузий. Современные идеи о механизме внедрения интрузивов ведут начало от работы Х. Клооса [63], изучившего магматические трубки в Швабии, к востоку от Шварцвальда. Эти третичные жерла секут юрскую толщу и обладают воронкообразной формой (рис. 100). Было установлено, что относительно крупные блоки внутри трубок отвечают по-

родам, развитым в стенках трубок несколько выше. Это свидетельствует о небольшом их проседании, а не о выбросах в процессе извержения. Установлены все стадии отделения блоков вмещающих пород от стенок трубок, а также внедряющиеся в промежутки между такими блоками жилы «интрузивного туфа».

Х. Клоос назвал его «туффизитом» для того, чтобы отличать от нормальных туфов, отлагающихся на земной поверхности.

Очевидно, извержение осуществлялось посредством течения материала по бокам более крупных блоков. К дальнейшим деталям механизма флюидизации привлек внимание геологов в 1965 г. А. Холмс, выдвинувший следующие положения.

Энергия, высвобождающаяся на большой глубине, не может обеспечить выброс породы, подобно взрыву в каменоломне; но возникающие при этом взрывные волны могут раздробить прилегающие породы. Кроме того, газ, концентрирующийся в верхней части магматической колонны, например в выступах на фронте внедряющейся

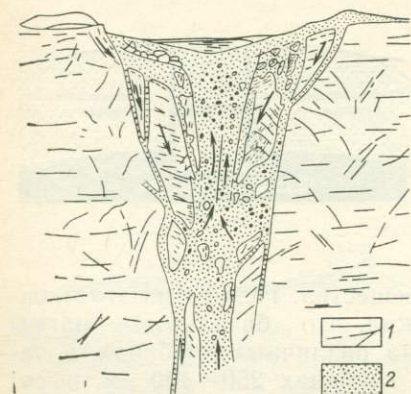


Рис. 100. Поперечный разрез одной из швабских вулканических трубок к востоку от Шварцвальда. По Х. Клоосу [63].

При внедрении туффизитов, высокоподвижной взвеси твердых частиц в газах и образовании трубки крупные блоки боковых пород не выбрасывались, а несколько проседали: 1 — вмещающие породы; 2 — туффизиты

дайки, будет проникать в тончайшие трещинки, вызывая их расширение во всех направлениях. Вначале газовый поток может быть довольно неупорядоченным, но затем он концентрируется в вертикальном направлении, т. е. в направлении наименьшего давления. Восходящие потоки расширяющегося газа пробивают таким образом себе путь к поверхности, подготавливая каналы для дальнейшей интрузии. Быстро протекающий по каналу газ вызывает термические напряжения вмещающей среды и механически интенсивно воздействует на нее, абрадируя стенки и вовлекая в поток оторванные мелкие частицы, усиливающие абразивное воздействие с дальнейшим расширением канала. Изначально неправильный по форме своего сечения проводящий канал в результате расширения должен приобрести цилиндрическую форму с расширением в воронкообразную по направлению к поверхности, где пониженное боковое давление допускает быстрое расширение газов и соответственно более интенсивную абразию.

Такой механизм изначального пробуривания среды вулканической трубкой должен эффективно осуществляться

даже при исключительном участии газов, отделившихся от самой магмы. Но эффективность процесса будет резко возрастать в присутствии подземных вод, вовлекаемых в газовый поток и принимающих, наряду с глубинными газами, участие в работе по дезинтеграции пород.

Полагают, что и становление алмазных трубок происходило в результате флюидизации, и часть из них достигала поверхности, образуя моногенные вулканы типа мааров. Допускается очень большая скорость подъема магмы, достигающая у земной поверхности почти скорости звука, так что обломочный материал, возникший на глубине 150—300 км, поступает наружу в течение нескольких минут [139].



Рис. 121. Схема флюидизации.

1 — магма; 2 — газы; 3 — вода; 4 — флюидизация; 5 — вулканический конус; 6 — вулканический кратер; 7 — вулканический кратер.

В процессе флюидизации магма насыщается газами, которые образуются в результате разложения магматических пород.

Газы, образующиеся в магме, могут быть использованы для флюидизации магмы, что приводит к образованию вулканических конусов.

Флюидизация магмы приводит к образованию вулканических конусов, которые могут быть использованы для флюидизации магмы.

Вулканические конусы, образующиеся в результате флюидизации магмы, могут быть использованы для флюидизации магмы.

Флюидизация магмы приводит к образованию вулканических конусов, которые могут быть использованы для флюидизации магмы.

Вулканические конусы, образующиеся в результате флюидизации магмы, могут быть использованы для флюидизации магмы.

Флюидизация магмы приводит к образованию вулканических конусов, которые могут быть использованы для флюидизации магмы.

Вулканические конусы, образующиеся в результате флюидизации магмы, могут быть использованы для флюидизации магмы.

Флюидизация магмы приводит к образованию вулканических конусов, которые могут быть использованы для флюидизации магмы.

Вулканические конусы, образующиеся в результате флюидизации магмы, могут быть использованы для флюидизации магмы.

Флюидизация магмы приводит к образованию вулканических конусов, которые могут быть использованы для флюидизации магмы.

Вулканические конусы, образующиеся в результате флюидизации магмы, могут быть использованы для флюидизации магмы.

ОПОЛЗНИ

На рис. 101 показано несколько типов оползней. Одна из самых простых разновидностей оползней — камнепад, возникающий на очень крутых склонах в результате подмывания их основания*. Другие оползни определяются строением пород (рис. 101, б), например в случае их падения в направлении,

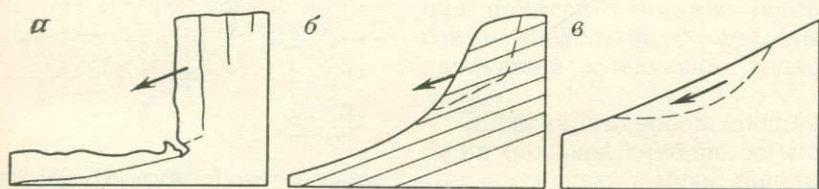


Рис. 101. Типы оползней:

а — простой камнепад; б — оползень по структуре (консеквентный), в — вращательный оползень в гомогенном материале

благоприятном для сползания. Иногда оползни происходят в гомогенном материале на довольно пологих склонах (рис. 101, в). В этом случае возникает искривленная поверхность разрушения, и материал, расположенный выше нее, претерпевает при оползании вращение, за что эта деформация и получила название вращательного (шарнирного) оползня. Во всех упомянутых случаях порода остается связной. Если же при оползне происходит интенсивная дезинтеграция, то образуется или обломочный поток (debris flow) в случае, когда величина частиц различна, или грязевой поток (mudflow) в случае, когда преобладают тонкие частицы.

Особенно важное значение имеют вращательные оползни, поскольку по мере увеличения их размеров они постепенно сменяются тектоническими формами рельефа. Последние уже генерируют складки и сбросы, подобные их аналогам истинно «тектонического» происхождения. Теперь известно, что многие структуры, которые некогда считали обусловленными тектоническим сжатием, в действительности связаны с гравитационной тектоникой. На рис. 102 показаны некоторые формы растяжения и сжатия, связанные с крупным вращающимся оползнем.

* К оползневым смещениям, как правило, относят лишь такие, которые происходят по поверхности скольжения (смещения).— *Прим. ред.*

В результате схода оползня происходит изменение равновесия от ранее существовавшего у склона долины или обрыва до нового, установившегося после перемещения оползня. Уменьшение устойчивости исходного склона может быть вызвано разными причинами: увеличением нагрузки (например, в результате появления древесной растительности, постройки зданий

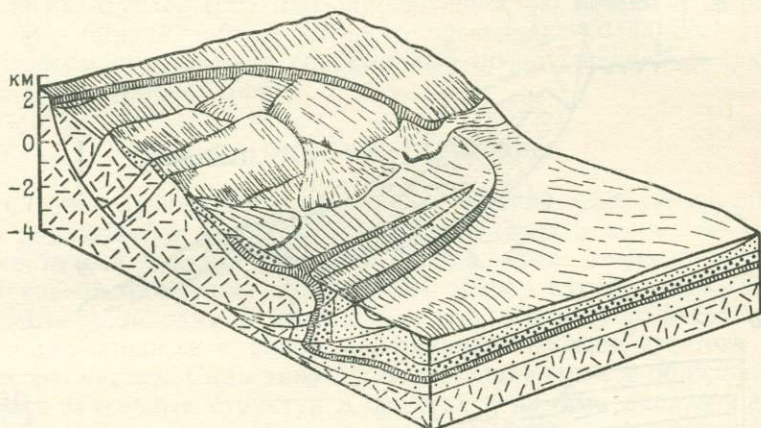


Рис. 102. Крупный вращательный оползень со сбросами растяжения у вершины и надвигами в основании. По Г. Энгелену [126]

или просто вследствие увлажнения почвы); исчезновением упора в основании склона (например, при подмывании его снизу рекой); уменьшением сил сцепления в породах (например, при их выветривании).

На рис. 101 изображены очень мелкие оползни, но иногда они достигают огромных размеров.

В 373—372 гг. до н. э. одной бедственной зимней ночью в центральной Греции произошел невероятный случай. Гелице, большой и процветающий город на северном побережье Пелопоннеса, был сравнен с землей сильным землетрясением, а затем поглощен волнами. На следующий день сюда поспешили две тысячи человек, чтобы узнать судьбу города и похоронить погибших, но они не нашли никого, все жители Гелице были погребены под руинами и сброшены на дно моря, где они и покоятся до сих пор [281].

По Х. Сиду [371], это событие, вероятно, наиболее ранний известный случай крупного оползня, связанного с ликвификацией, т. е. разжижением грунта в результате землетрясения. Гелице располагался на аллювиальных дельтовых отложениях примерно в 2 км от побережья Коринфского залива. В настоящее время никаких следов города нет ни на суше, ни на дне моря.

Некоторые глины примечательны тиксотропностью — они приобретают флюидное состояние, будучи подвержены механическому стрессу. Тонкий слой тиксотропной (или чувствительной, sensitive) глины в мощной толще других осадков может стать неустойчивым и ликвидифицироваться, что приведет к деформации всей толщи. Структуру тиксотропных глин можно сравнить

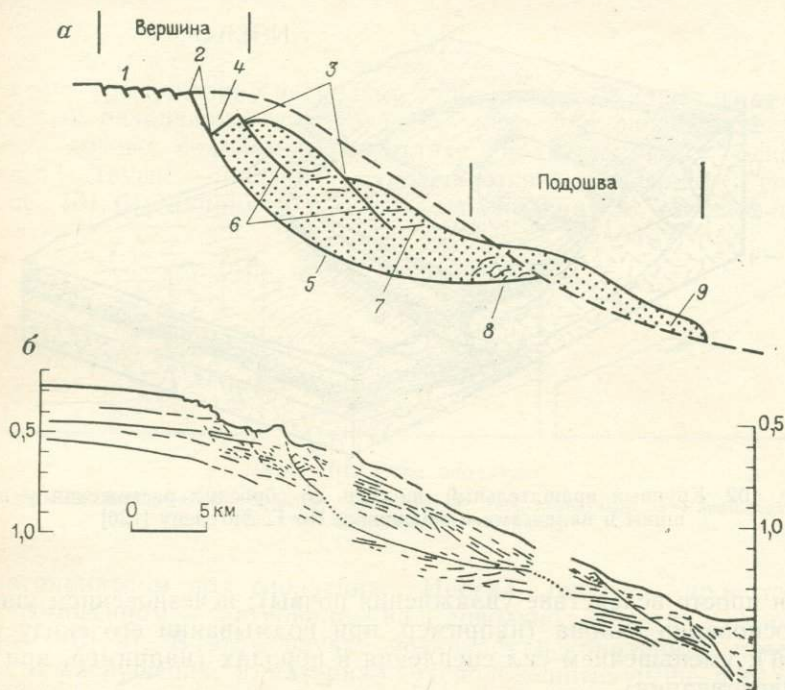


Рис. 103. Разрезы оползня Агулхес у юго-восточного побережья Африки. По Р. Динглу [112].

a — главные морфологические и структурные элементы: 1 — зона трещиноватости; 2 — уступ главной поверхности скольжения; 3 — уступы второстепенных поверхностей скольжения; 4 — ров растяжения; 5, 6 — поверхности скольжения (5 — главная, 6 — второстепенные); 7 — косая слоистость; 8 — структуры сжатия; 9 — грязевой поток; *б* — интерпретация сейсмического профиля. В схеме «а» аллохтонная масса оползня (затенена) дана не в масштабе, а пунктиром показана поверхность исходного склона.

со сколоченными на скорую руку строительными лесами, и если «подпорки» обламываются в результате добавления большого количества воды или внезапного стресса, «леса» столь же внезапно обрушиваются и материал становится подобным жидкости. Другой житейской аналогией тиксотропных глин может служить загустевший томатный соус, который при осторожных воздействиях остается прочным и твердым, но при резком ударе очень легко течет. При резком встряхивании каркас такого загустевшего соуса, сложенный из отдельных фрагментов, обрушивается. Тиксотропия — обычный, но не существенный фактор в образовании оползней.

Некоторые очень крупные оползни развивались ниже уровня моря у восточного побережья Северной Америки. Б. Хизен и К. Дрейк [182] описали подводный оползень площадью 10 000 км² и мощностью около 1 км, который переместился на много километров и пришел в состояние покоя на осадках того же возраста, что и сползшая толща. У континентальной окраины Юго-Восточной Африки описан постплиоценовый подводный оползень Агулхес (рис. 103) протяженностью 750 км и шириной 106 км, общий объем которого превышает 20 000 км³ [112]. Б. Войтом опубликован современный обзор оползней и связанных с ним явлений [440].

ГРАВИТАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

С точки зрения автора, наиболее важная особенность оползней заключается в том, что они приводятся в движение силой тяжести без участия внешних усилий, хотя непосредственным «пусковым моментом» (триггером) может служить шок извне. Энергия, необходимая для скольжения, сообщается весом сползающего блока, т. е. силой, действующей во всем его теле и во всех его частях. Сила тяжести может приводить к образованию самых различных структур в осадках и помимо оползней.

Некоторые классические информативные структуры этого рода впервые были описаны в Нортгемптоншире (Великобритания) [195]. Здесь на небольших каменистых плато развита плотная покрывка, сложенная преимущественно среднеюрскими оолитовыми известняками, тогда как разделяющие эти плато долины врезаются в мягкие подстилающие глины нижней юры. Породы плотной покрывки залегают не строго горизонтально (рис. 104).

В одних случаях краевые части покрывки на плато прогибаются вниз, что обусловлено выдавливанием из-под них мягкой глины, которая затем смывалась водотоками. В результате породы покрывки образуют в междуречье пологие своды, тип структуры, получившей название *кэмбер* (samber), выпуклость, выгиб. Кажется, что река приурочена к синклинали, тогда как в действительности, наоборот, синклиналь образовалась вдоль реки.

В других случаях глины явно выжимались в долину под тяжестью известняков. В этой ситуации при благоприятном проявлении эрозии можно видеть на границе покрывки задирание известняков вверх. Долины как-будто следуют по антиклинали, но в действительности реки зарождались на плоской кровле осадочной толщи, и антиклинали возникли лишь после того, как реки врезались в мягкие подстилающие глины. Эти соотношения получили название *долинное вспучивание* (valley bulge). Породы, ведущие себя вполне жестко, подобно оолитовым известнякам в первом примере, называют компетентными пластами, тогда как породы, подверженные пластическому те-

чению, подобно лейасовым глинам во втором примере, называются некомпетентными.

В более крупном проявлении долинные антиклинали описывались в штате Юта, где такая структура следует вдоль извилин р. Колорадо, по крайней мере, на протяжении 35 км [338]. Подобное совпадение не оставляет места для сомнений в том,

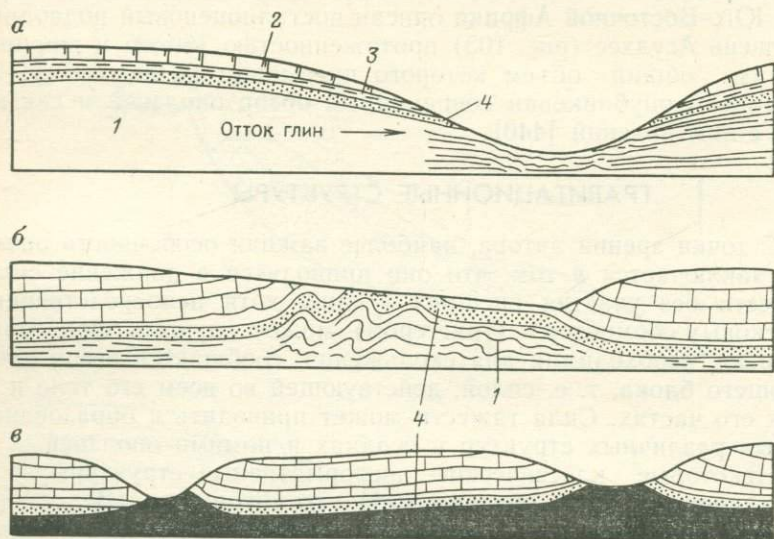


Рис. 104. Гравитационные структуры в Нортгемптоншире. По С. Холлингворту и др. [195].

а — выгибание, *б* и *в* — долинное вспучивание (1 — глины верхнего лейаса; 2 — оолитовые известняки Линкольншира; 3 — эстуарийные слои; 4 — морские пески Нортгемптона)

что антиклиналь образовалась вследствие врезания долины, хотя видимая амплитуда сводообразования достигает 600 м над дном долины. Причиной образования долинных антиклиналей Юты отчасти послужило восходящее течение эвапоритов в подстилающих породах.

Еще более масштабно изостатические эффекты, возможно, проявились в таких крупных долинах Гималаев, как у р. Арун [443]. Эти гигантские долины уже достаточно велики, чтобы стимулировать проявление изостатической компенсации, обуславливающей два эффекта. Первый из них — воздымание Гималайского пояса в целом до большей высоты, чем это было бы возможно при отсутствии глубокого его расчленения долинами. Второй обуславливает и дифференциальное поднятие вдоль Гималаев — с наибольшей его величиной у главных долин и наименьшей в участках, где вес гор ограничивает воздымание. Оси большинства складок в Гималаях параллельны хребтам, однако проявляются и поперечные к этому направлению широкие антиклинали, явно сопряженные с крупными реками. Как

и в приведенных ранее примерах относительно мелких структур, в этом случае также маловероятна приуроченность рек к ранее существовавшим антиклиналям и более вероятно, что антиклинали возникли в качестве компенсации дефицита массы по долинам.

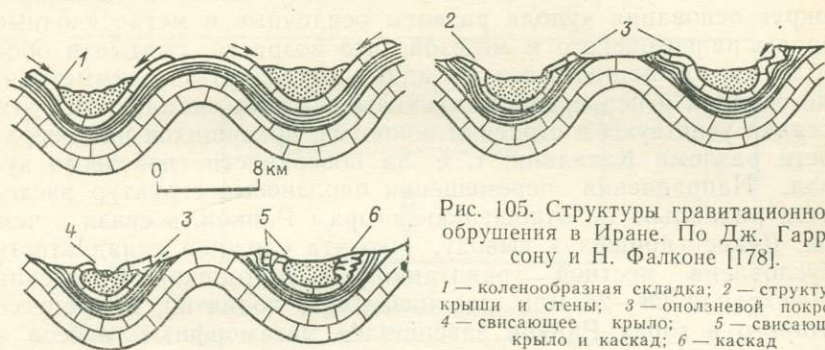


Рис. 105. Структуры гравитационного обрушения в Иране. По Дж. Гаррисону и Н. Фалконе [178].

1 — коленообразная складка; 2 — структура крыши и стены; 3 — оползневой покров; 4 — свисающее крыло; 5 — свисающее крыло и каскад; 6 — каскад

Вероятно, впервые важное значение гравитационных сил для складкообразования было показано на примере некоторых структур в осадочных толщах Ирана [178, 179]. На рис. 105 показано, что эти гравитационные структуры по сложности колеблются от простых козырьков и коленообразных складок до сложных каскадных структур. Относительные высоты современного рельефа здесь могут превышать 2000 м, однако образование вторичных гравитационных складок начинается при величине превышений не более 600 м. Эти структуры можно было бы интерпретировать как «нормальные» геологические складки, но отсутствие складок такого рода в подстилающих породах явно свидетельствует о том, что они представляют здесь приповерхностные образования, не связанные с общим сжатием земной коры. Отсутствие складчатости на глубине — важнейшая особенность гравитационных дислокаций. Эти соотношения наблюдались и во многих других районах, но простой вывод о приповерхностной гравитационной природе складок иногда оказывается за пределами восприятия.

Другая важная иллюстрация гравитационного оползания установлена в осадочных породах, окружающих плато Колорадо. Это плато испытывало поднятия, и стратифицированные толщи сползали с него в обоих направлениях. Крупные надвиги, очевидно, не могут происходить с боковым перемещением в прямо противоположных направлениях по отношению к поднятому блоку, но гравитационные оползни в обе стороны от купола вполне возможны.

Дж. Девис [91] описал гравитационную складчатость в другой ситуации, вокруг гнейсового купола, где любое иное объяс-

нение представляется неправдоподобным. Большая часть гор Ринкон (штат Аризона) сложена гранито-гнейсами. Распространение последних ограничено поверхностью, параллельной листоватости гнейсов и получившей название разлома Кatalина. Гнейсы образуют двояный купол, что, по мнению Дж. Девиса, объясняется смятием в складку гнейсов и разлома Кatalина. Вокруг основания купола развиты осадочные и метаосадочные породы палеозойского и мезозойского возраста, смятые в обособленные изоклинальные складки, опрокинутые асимметричные складки и непрерывные каскады лежащих складок. Все эти складки участвуют в строении покровов, покоящихся на поверхности разлома Кatalина, т. е. на поверхности гнейсового купола. Направления перемещения оползневых структур расходятся радиально по отношению к горам Ринкон, в связи с чем Дж. Девис пришел к выводу, что эта сложная складчатость обусловлена местной гравитационной тектоникой. Смещения происходили 28—24 млн. лет назад при поднятии, в процессе которого в горах Ринкон завершился метаморфизм гнейсов и возникла складчатость срыва по разлому Кatalина.

ЭРОЗИОННАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДОЛОМИТОВЫХ АЛЬП

Северо-западная часть Доломитовых Альп Северной Италии была рано изолирована от регионального метаморфизма и ориентированных напряжений Восточно-Альпийской геоантиклинали. Поля региональных тектонических напряжений практически на нее не воздействовали, и все перемещения горных масс были стимулированы собственной потенциальной энергией.

В общем виде разрез района состоит из трех частей:

- а) верхняя, более или менее пластичная зона;
- б) промежуточная зона рифов, тяжелых и жестких пород, окруженная некомпетентной толщей;
- в) нижняя пластичная толща с участием гипса.

Такое распределение пород неустойчиво, поскольку тяжелые рифы с плотностью 2,5—2,7 г/см³ залегают выше гипса с плотностью 2,3. Поэтому в нижней зоне могло происходить перемещение вещества в стороны под давлением нагрузки.

Наибольшее давление нагрузки непосредственно под плотными рифами вызывало в нижней зоне перемещение материала в межрифовые интервалы, отличавшиеся меньшим давлением нагрузки. Эти различия усиливались эрозией некомпетентных пород, что обуславливало проседание рифов. Выжимаемые породы скапливались в купола между рифами и оказывали при этом давление на боковые поверхности рифов.

По мере прогибания рифового горизонта в возникшие депрессии могли стекать породы верхней зоны, что сопровождалось образованием вершинной складчатости (рис. 106).

Исключительная ситуация возникла в крупных рифах Каргерании, где они прогибались по периферии, но в целом сохраняли форму купола (свода). С увеличением внутреннего давле-

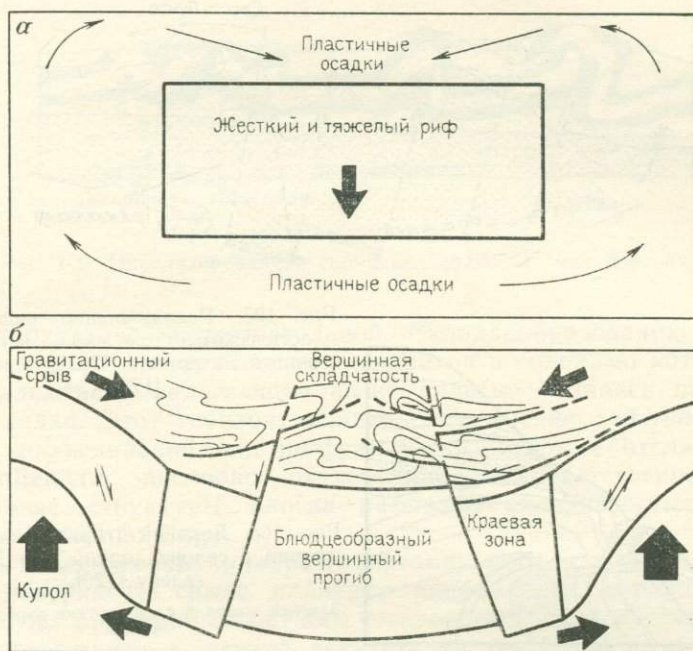


Рис. 106. Схема гравитационного круговорота в северо-западной части Доломитовых Альп. По Г. Энгелену [126].

a — общие соотношения пластических и жесткой масс; *b* — структурные эффекты погружения рифов

ния вершина такого свода могла пробиваться (снизу вверх), и пластичные породы диапирически поднимались сквозь него.

Существуют определенные соотношения между размером жесткого тела (рифа) и типом деформации, испытываемой им по мере погружения. В Доломитовых Альпах наблюдались три типа деформации:

а) мелкие жесткие тела разобшались на отдельные блоки (например, риф Сассо-Лунго, 3×3 км; рис. 107);

б) жесткие тела промежуточных размеров приобретали блюдцеобразную форму (например, риф Селла, 7×6 км);

в) наиболее крупные рифы принимали куполовидную форму и в конечном счете диапирически прорывались (например, комплекс Мармолада, 12×8 км).

В склонах бортов речной долины пластичные породы могут также проламывать жесткие пласты. После возникновения пролома пластичные породы вытекают сквозь него, образуя горизонтальный диапир, похожий на взломанную лежащую (опрокинутую) складку (рис. 108).

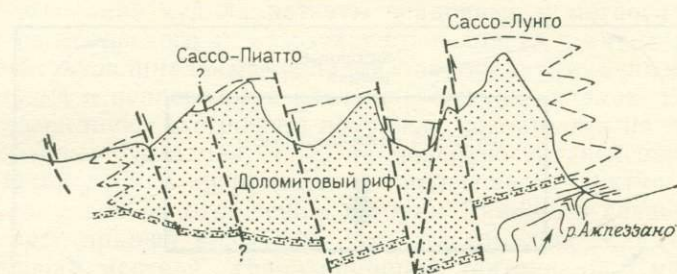


Рис. 107. Разламывание рифа при пластическом оттоке из-под него пластичного материала. По Д. Энгелену [126]

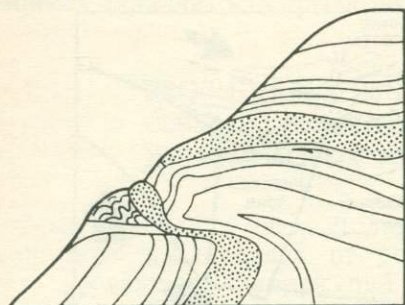


Рис. 108. Боковой (горизонтальный) диапир в склоне долины. По Д. Энгелену [126].

Затесен жесткий слой, другие породы пластичны

Все эти структуры детально описаны Дж. Энгеленом [126]. В дальнейшем можно ожидать обнаружения многих других проявлений эрозивной тектоники.

СКЛАДЧАТОСТЬ ЮРСКОГО ТИПА

К этому типу относят складчатость, не распространяющуюся в подстилающие породы (рис. 109). В Юрских горах развиты складки, возникновение которых нельзя связать с каким-либо механизмом, оказывающим воздействие на земную кору в целом. Эта складчатость приповерхностная, хотя мощность деформированной толщи и достигает нескольких километров. Под смятыми в складки породами располагается недеформированная поверхность несогласия, и это отчетливо свидетельствует о том, что складки Юры не зависели от какого-либо подпора снизу, а возникли в результате воздействия бокового давления.

Юрские горы представляют собой систему гребневидных хребтов. На внешней их стороне располагаются столовые горы,

позади которых развиты смятые в складки толщи, в свою очередь сменяющиеся почти спокойно залегающими молассовыми толщами широкой равнинной полосы, отделяющей Юру от Альп. Деформированные толщи Юрских гор могли сползть в направлении от Альп (Швейцарского плато), но старая идея о том, что они двигались силами бокового давления со стороны

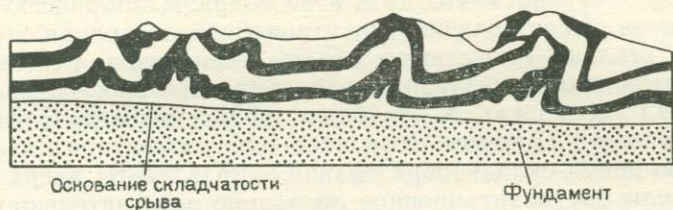


Рис. 109. Идеализированная схема складчатости типа Юрских гор

Альп оказалась несостоятельной. Складкообразованию способствовал горизонт триасовых ангидритов и солей, по которому и соскальзывали залегающие выше пласты, смятаясь при этом в складки. Этот горизонт пониженного трения действовал как зона разъединения или по-французски — «срыва отслаивания» (decoulement, дословно отклеивание). Соответственно обсуждаемые структуры иногда называют складчатостью срыва (decoulement folding).

В классическом примере гравитационного оползания базальная поверхность срыва падает в направлении форланда. Однако уже примерно 50 лет как установлено, что в Юрских горах эта поверхность в течение деформации была наклонена в сторону хинтерланда — тыловой области складчатости, и такие же соотношения существуют в Центральных и Южных Аппалачах, в Канадских Скалистых горах и в надвиговом поясе Айдахо-Вайоминга. По классической гравитационной теории, поверхность срыва также должна отсекают и часть геологического разреза в оставшейся позади области тектонической денудации, подобно стенке срыва, или рубцу, вызываемому гигантским оползнем. Однако никаких признаков такого типа тектонической денудации во всех упомянутых выше надвиговых поясах пока не установлено [122]. Д. Эллиотом и М. Джонсоном в 1978 г. предложена более реалистичная концепция гравитационного растягивания (gravity spreading), а не соскальзывания. В соответствии с данной концепцией поверхность срыва наклонена в сторону хинтерланда, не существует никакой тектонической денудации и массы пород перемещаются в направлении уклона поверхности срыва.

Идея гравитационного растягивания уже давно была намечена Х. Джеффрисом [207]. Он полагал, однако, что главный механизм горообразования связан со сжатием Земли. Тем не

менее, исходя из свойств прочности материалов, Х. Джеффрис обосновал расчетом неизбежность возникновения гравитационных структур. Он писал, что в любом случае превышений более чем на 3 км должны либо возникать трещины, либо осуществляться течение пород. Как бы то ни было, общий эффект при этом — распространение в разные стороны пород, приподнятых над окружающей территорией.

Следует признать, что, хотя Юра сыграла историческую роль в развитии представлений гравитационной тектоники и в этом районе реально существуют пласты эвапоритов, считающиеся горизонтом срыва, недавними работами показано, что и фундамент был здесь сжат. Х. Лаубшер [257] утверждает, что стратиграфическая ситуация позволяет однозначно признавать наличие во время складкообразования направленных вверх усилий и что если бы гравитационное оползание действительно играло в Юре важную роль, оно должно было бы проявиться во вращении всей осадочной толщи в сторону от Альп.

Если же оставить в покое Юру, то и в других районах суши можно найти многочисленные примеры складчатости срыва. Такова, например, складчатость кембро-силурийских толщ в грабене Осло, имеющая ярко выраженную приповерхностную природу. Жесткое докембрийское основание здесь было неподвижным. Зона срыва приурочена к квасцовым глинам и располагается примерно в 50 м выше поверхности фундамента, так что нижнекембрийские отложения сохраняются недеформированными и тесно связаны с фундаментом.

АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ

Структура европейских Альп определяется крупными тектоническими покровами — гигантскими пластинами горных пород, которые явно перемещались по пологим плоскостям разломов. При этом обычно более древние породы надвигались на относительно молодые. В соответствии с прежними интерпретациями предполагалось, что наблюдающиеся соотношения складок и разломов возникли в результате сильнеешего сдавливания бассейновых осадочных толщ; однако в настоящее время более приемлема концепция гравитационной тектоники [356].

Тектонические покровы обнаруживают несколько особенностей, убедительно подтверждающих гравитационную гипотезу.

1. В Гельветских Альпах в Швейцарии покровы имеют субгоризонтальную структуру, но по фронту они собраны в сжатые складки. Такое смятие следует ожидать в месте наибольшего противодействия движущих сил; эта ситуация как раз и возникает на фронте гравитационного оползания. В зоне фронтального смятия часто присутствуют каскады складок с осевыми

плоскостями, наклоненными под углом не более 45° , что трудно объяснить чем-либо иным, кроме сползания серии пластов в депрессию под влиянием силы тяжести.

Передовое смятие проявляется во фронтальных частях не только наиболее внешних покровов, но и в каждом из покровов или их выступающих языках в сложных покровных зонах.

2. Дальше всех продвигаются пласты самого молодого возраста. Среди гельветских покровов наиболее продвинуты на север покровы, сложенные преимущественно меловыми породами; в Юрских горах развиты покровы, представленные толщами юрского возраста, и, наконец, покров Верукано состоит главным образом из пермских пород.

Эти соотношения вытекают из принципов гравитационной тектоники, по которым структурные элементы, располагающиеся выше других, обладают наибольшей потенциальной энергией. В модели тангенциального сжатия трудно объяснить дифференциальное передвижение верхних частей разреза на несколько десятков километров дальше по сравнению с нижними его частями. Действительно, как может продолжаться приложение силы к начавшему относительное движение покрову, если эта сдвигаемая часть сама коренится в земной коре?

3. Термином «подкожные шарьяжи» (*chevauchement intercutanes*, франц.) обозначают серии шарьяжей внутри спокойной, по-видимому, толщи, не испытавшей заметного перемещения. Такие соотношения обычны в Альпах и во многих других регионах. Подкожные шарьяжи маркируют внутренние зоны повышенной нарушенности в мощных сериях осадков, причем выше и ниже их по разрезу толщи проявления дислокаций отсутствуют. Объяснить образование подкожных шарьяжей латеральным сжатием трудно, но легко можно понять их возникновение в результате гравитационного оползания в процессе отложения осадочной серии, трактуя их как конседиментационный оползень.

4. Массив Пельву на юго-востоке Франции окружен тектоническими покровами. В конце олигоцена этот массив поднялся из-под уровня моря и с тех пор представлял собой препятствие, при встрече с которым тектонические покровы останавливались, сминались и расщеплялись на отдельные чешуи. Покровы, перемещавшиеся в западном направлении из главной осевой части французских Альп, нагромождались у восточной стороны массива Пельву; кроме того, происходило сучивание покровов на северном и южном склонах массива. Таким образом, центростремительный характер этой структуры был обусловлен центростремительным распределением сил. Эти соотношения нельзя объяснить никакой схемой в рамках концепции латерального сжатия, однако, все здесь легко объясняется гравитационным оползнем. Массив Пельву был островоподобным препятствием для гравитационных оползней, двигавшихся к нему по трем окружающим и обращенным к массиву склонам. Высота покровов

Пельву в настоящее время составляет более 3000 м* и превышает прежнее положение источника покровов.

5. Превосходный пример, иллюстрирующий концепцию гравитационного оползания, четко описан [244] в горах Науклүфт в юго-западной Африке (рис. 110). Спокойно залегающие докембрийские породы перекрываются здесь серией интенсивно

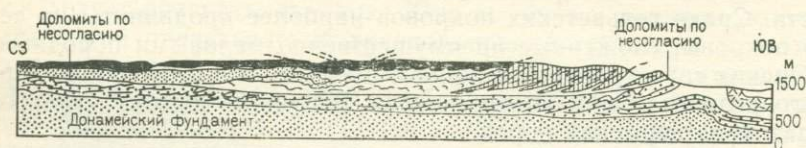


Рис. 110. Гравитационные структуры гор Науклүфт. По Г. Корну и Г. Мартину [244].

Показан недеформированный слой доломитов, приуроченный к несогласию между двумя интенсивно дислоцированными толщами. В породах фундамента проявились только разломы

смятых осадков, очевидно, перемещавшихся с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении возрастает интенсивность деформации, и в юго-восточной части района проявляются многочисленные надвиги, создающие чешуйчатую структуру. Подобный эффект возникновения участков смятий во фронтальной части покровов уже отмечался выше. Латеральное столкновение на восток должно было вызывать наибольшую деформацию в месте приложения усилий, и такой эффект должен был затухать в западном направлении, что здесь в действительности и наблюдается. Наиболее интенсивная деформация во фронтальной части сползающей массы должна была происходить при встрече с препятствием, остановившем оползень, что также наблюдается в рассматриваемом случае.

В горах Науклүфт проявилась еще более замечательная особенность. После того как интенсивно деформированные породы были эродированы с образованием равнины, на них несогласно отложилась новая серия осадков. Вначале эта толща залегала почти горизонтально, но в дальнейшем в ней, и лишь в ней, проявилась следующая фаза складчатости и надвигов. Нарушенная толща сползала по наклону поверхности несогласия и была интенсивно деформирована без какого-либо эффекта в подстилающих породах.

Поверхность несогласия между двумя сериями смятых в складки пород маркируется пластом характерных желтых доломитов мощностью всего лишь 5—10 м. Очевидно, доломиты играли роль слоя смазки, обеспечивавшего срыв залегающей выше массы. Даже в этой ситуации нижняя часть пласта доломитов фактически оказалась ненарушенной, и деформация в них

* Наивысшая точка массива Пельву имеет отметку 4102 м.— Прим. ред.

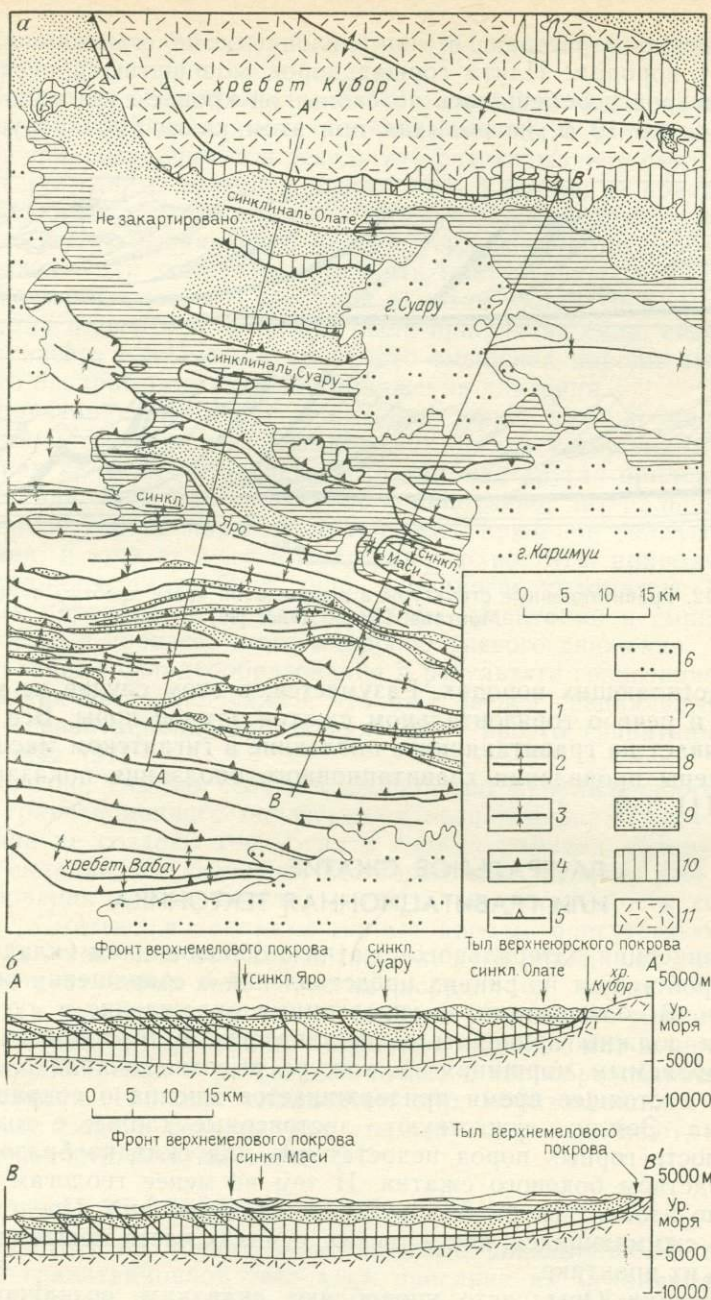


Рис. 111. Гравитационные покровы в Папуа. По А. Финдлею [140].

а — геологическая карта; б — поперечные разрезы к югу от хребта Кубор: 1 — геологические границы; 2 — оси антиклиналей; 3 — оси синклиналей; 4 — надвиги и обращенные сбросы; 5 — нормальные сбросы; 6—11 — осадочные породы (6 — четвертичные, 7 — палеоцен-плиоценовые, 8 — верхнемеловые-палеоценовые, 9 — нижнемеловые-сеноманские, 10 — юрские, 11 — палеозой-триасовые)

постепенно нарастает в направлении к налегающим на них сверху породам. Плита горных пород мощностью в несколько километров перемещалась по скользкой кровле слоя доломитов мощностью 10 м, не вызывая при этом каких-либо нарушений

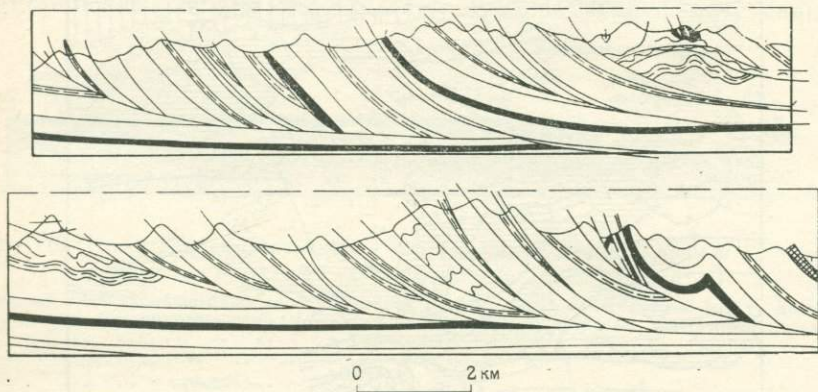


Рис. 112. Гравитационные структуры в центральной части хребта Сотут, штат Монтана. По К. Дейсс [96]

в подстилающих породах. Разумеется, в этом случае не может быть и речи о горизонтальном сжатии земной коры. Все здесь указывает на гравитационное оползание в гигантском масштабе. Примеры проявления гравитационного оползания показаны на рис. 111, 112.

ЛАТЕРАЛЬНОЕ СЖАТИЕ ИЛИ ГРАВИТАЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА

Концепция латерального сжатия с образованием складчатых гор происходит из ранних представлений о сокращении объема Земли. В соответствии с последними охлаждение и «усадка» Земли должны приводить к складчатости и горообразованию, уподобляемым морщинам на коже высохшего яблока. Мало кто в настоящее время придерживается мнения о сокращении объема Земли; существуют достоверные данные о том, что прочность горных пород недостаточна для складкообразования посредством бокового сжатия. И тем не менее геологам очень трудно избавиться от этих устаревших концепций. Представление о сжимающихся, как в тисках, осадках часто мешает геологам в их практике.

Складки Юры часто уподобляют складкам, возникшим на скатерти сталкиваемой со стола. Стол бездействует, но в скатерти образуются складки. Эта житейская аналогия очень обманчива. Плиту горных пород попросту невозможно столкнуть в сторону, подобно скатерти на столе. Вернее будет сравнение

с наклоненным столом, по которому соскальзывает скатерть, собирающаяся при этом в складки.

Последнее обстоятельство следует особенно подчеркнуть. Боквым напором нельзя смять горные породы в складки. Представления, создавшиеся в результате разглядывания смятой скатерти или глины, смятой в тисках либо в форме, не приложимы к складкам, наблюдающимся в горах. Сопrotивляемость горных пород сжатию несравненно меньше усилий, которые необходимо приложить для того, чтобы сдвинуть плиту горных пород мощностью в километры и шириной в сотни километров. Если бы к такому блоку действительно была приложена сила, способная его привести в движение, то вместо смещения породы были бы просто раздроблены в месте приложения давления.

Гравитация действует в каждом зерне, каждой молекуле, во всей массе породы и воздействует на эту массу таким образом, как не может воздействовать никакая другая приложенная извне сила. Если это положение справедливо, латеральное укорачивание земной коры не может быть причиной складкообразования, и этот процесс имеет приповерхностную природу, распространяясь на глубину лишь в немногие километры. Массы горных пород скользят под влиянием гравитации и сминаются в складки в процессе этого макрооползневго движения.

Механизм складкообразования в результате гравитационного оползания настолько важен, что был введен специальный термин — гравитационно-оползневая или просто гравитационная тектоника [97].

Конечно, сам по себе нисходящий по направленности процесс гравитационного оползания и возникающие в результате складки не создают гор. Если в горных районах обнаруживаются складки, это означает, что горы были подняты уже после образования складчатости; отнюдь не складчатость создает горы. Смятые в складки горные породы присутствуют как в горах, так и в некоторых низменных и равнинных районах. Отсутствует какая-либо простая корреляция между складчатостью и существующими или бывшими горами. Во многих случаях складкообразование, вероятно, происходит в процессе осадконакопления и не связано прямо с горообразованием или поднятиями. Никаких складчатых гор, образовавшихся в результате сжатия осадков, как это популярно понимают, в действительности не существует.

ИССЛЕДОВАНИЕ МЕХАНИЗМА

Несмотря на убедительные полевые доказательства проявлений гравитационной тектоники описание их механизма длительное время оставалось затруднительным [439]. Каким образом такие огромные плиты горных пород могут быть приведены в движение при столь малых градиентах? Какая сила играет пусковую роль в этом процессе? Каким образом преодолевается внутреннее сопротивление трению?

Если оползание вызывается гравитацией, прочность пород не имеет существенного значения. Тем не менее при нормальном трении существуют условия, предотвращающие скольжение. Связность вышележащих и подстилающих пород по плоскости сместителя не может уменьшиться до нуля вследствие существования неровностей у этой плоскости. Некоторые материалы, видимо, особенно способствуют скольжению, действуя подобно слою смазки, другие возникают уже в процессе скольжения, дополнительно усиливая эту «смазку».

Очень хорошей текучестью обладают пески при достаточно высоком поровом давлении флюида. Роль поровых растворов в уменьшении трения более детально обсуждается ниже. Весьма высокой текучестью обладает каменная соль, и она, вероятно, обуславливает не только соляно-купольную, но и оползневую тектонику (с. 197). В поверхностных оползнях роль смазки часто выполняют глины. Однако на глубине они обезвоживаются и часто становятся скорее водоупорными крышками (экранами) для подстилающих песчаных пластов, нежели сами действуют в качестве смазочного материала. Способность доломитов к пластическому течению в твердом состоянии как-будто проявилась в основании тектонических покровов в горах Науклуфт, а также в основании надвига Катманду в Гималаях. Этому, возможно, способствует скольжение по плоскостям спайности кристаллов доломита. Установлено также, что по мере грануляции известняков быстро возрастает скорость их деформации, и, возможно, при особо тонкой грануляции возникает сверхпластическое состояние, в котором данные карбонатные породы текут подобно патоке. Этому способствует тепло, очевидно, играющее антифрикционную роль. Видимо, при очень глубоком погребении и другие материалы проявляют подобные свойства с образованием милонитов и псевдотахилитов, обнаруживаемых в зонах глубинных надвиговых нарушений.

На значительных глубинах течению могут способствовать и другие механизмы. Так, предполагается увеличение пластичности при фазовых превращениях минералов или при метаморфических реакциях [457]. В первом случае возрастание пластичности стимулируется напряжениями, генерируемыми при минеральном превращении, а в процессе реакции это происходит вследствие высвобождения флюида и под влиянием еще более сложных факторов. Таким образом, само новообразование минералов при метаморфизме может способствовать течению покровов или диапиров.

Наиболее вероятная роль растворения в уменьшении трения была обоснована М. Хаббертом и В. Руби в 1959 г.

Представим себе слой песка, отложившийся на дне моря и затем погребенный под мощной толщей глины и, возможно, других осадков. Под давлением вышележащих пород погребенные осадки уплотняются, в них обычно происходит некоторая переориентировка зерен и кристаллизация новых диагенетических,

а затем метаморфических минералов. Однако наиболее важен процесс отжимания воды, заполняющей пространство между зернами. В рассматриваемой ситуации вода может быть герметически запечатана в базальном песчаном слое залегающей выше глиной, и это может серьезно повлиять на поведение песчаного слоя под давлением, поскольку вода относится к практически несжимаемым материалам. Давление вышележащих пород, называемое литостатическим, обусловлено просто их весом. Гидростатическое давление интерстиционного флюида обусловлено этой же нагрузкой, и если вода не может куда-нибудь отжиматься, давление порового флюида должно возрасти вплоть до величины литостатического. На этой стадии вся масса осадков по-прежнему оказывается на плаву — на водоносном горизонте. И раз уж он «всплыл», этот гигантский «корабль», то его можно оттолкнуть от пристани. Так что очень небольшие силы могут привести нашу условную массу осадков в движение. Физическая величина массы материала едва ли имеет существенное значение в рассматриваемом процессе вплоть до того момента, пока он сохраняет свою высокую плавучесть. Таким образом, при достаточном увеличении порового давления в глубоких слоях осадков очень небольшие усилия могут обусловить гравитационное оползание по плоскостям с весьма пологим наклоном.

Для иллюстрации принципа плавучести и скольжения можно в домашних условиях произвести эксперимент. Поставим на тщательно увлажненный лист стекла пивную кружку. Для того чтобы заставить ее скользить по стеклу, необходимо наклонить его примерно на 25° — и то кружка может скорее опрокинуться, чем заскользить.

Теперь на то же влажное стекло поместим пустую, но холодную пивную кружку вверх дном. Воздух внутри кружки по мере нагревания будет расширяться, увеличивая ее плавучесть вплоть до состояния, при котором она будет скользить по стеклу под собственным весом при наклоне не более одного градуса. Однако как только она достигнет края стеклянного листа, часть теплого воздуха изнутри истечет, плавучесть утратится и кружка остановится.

Плавучесть почти полностью ликвидирует трение, и огромные массы горных пород могут вовлекаться в скольжение. Такие массы обладают большим моментом движения, который и обуславливает сильную их деформацию при переходе в состояние покоя, особенно в зоне встречи с препятствием на фронте гравитационно-тектонического оползня.

Механизм плавучести М. Хабберта и В. Руби не ограничивается одной лишь механически погребенной в осадках водой. При прогрессивном региональном метаморфизме из таких водных (ОН-содержащих) минералов, как глинистые минералы, хлориты, слюды, будет выделяться вода, которая при высоких давлениях сохранится в виде паров в интерстиционном прост-

ранстве — вплоть до возможности истечения. Дальнейшее высвобождение кристаллизационной воды может происходить при гранитизации. Зоны метаморфизма и гранитизации как раз и представляют собой области концентрации поднятий и компенсационных по отношению к ним прогибов, что создает здесь покатости, подходящие для движения покровов.

Радиологическое датирование многих массивов показало, что мобилизация их ядер осуществлялась одновременно с движениями тектонических покровов, возраст которых фиксируется стратиграфическими данными.

Переходы от покровов науклүфтского типа к обычным оползням прослеживаются без труда. Таким же образом, впрочем, могут быть объяснены даже гигантские шарьяжи Альп с ядрами мигматитов и гранитных пород фундамента. В обоих случаях процесс определяется накоплением потенциальной энергии вследствие существования контраста полей гравитационных напряжений между смежными регионами с различными превышениями. И в обоих случаях проявляется тенденция к уменьшению потенциальной энергии вышележащего массива и к восстановлению состояния равновесия. Два рассматриваемых типа движений относятся к эпидермальному и мезодермальному подразделениям гравитационной тектоники Р. Ван-Беммелена.

Оползни и тектонические покровы деформируются в самой различной степени. При очень медленном перемещении оползня стратифицированная толща во вращающемся блоке может сохранить свою структуру, но при быстром движении оползня может произойти перерастание его в обломочный поток. В последнем подвижный материал разрушается, давая бесчисленные обломки, и резко перемешивается. Все сказанное справедливо и для шарьяжей. Крайний тип хаотического развала представлен так называемыми чешуйчатými глинами (*argille scagliose* — итал.) Северных Аппенин. Данная формация состоит из связующей массы гетерогенных глинистых осадков разного возраста с погруженными в нее без видимой закономерности блоками и пластинами более древних пород, иногда достигающими нескольких километров ширины. Известны и многие другие хаотические меланжи, иногда ассоциирующие с офиолитами и серпентинитами.

В общем, представляется, что существует непрерывный динамический ряд: от мелких оползней до огромных гравитационных оползневых блоков. Это они обуславливают перемещение материала по имеющимся уклонам и создают значительную часть складчатости. В большинстве случаев складчатость представляет собой приповерхностное явление, и ниже смятых в складки пород обычно обнаруживаются толщи, залегающие спокойно. Итак, складчатость обусловлена поверхностными силами, а не сжатием земной коры или сокращением объема Земли. Не создает она, кстати, и складчатых гор.

ТЕЧЕНИЕ ЛЬДА

С самого начала изучения горно-долинных (альпийских) ледников их трактовали как ледяные реки, поскольку они стекают с гор вниз по уклонам ледниковых долин. Двигутся они, однако, значительно медленнее, чем водные потоки, обычно со скоростью, измеряемой метрами или десятками метров в год.

Полагали, что механизм движения ледников вполне очевиден. Снег, выпадающий в высокогорных районах, уплотняется, фирн перекристаллизовывается в глетчерный лед и, таким образом, образуется ледник. Последний сползает вниз по склону гор, чему способствует «смазка» за счет вытаивания воды в подошве ледника на границе с породами его ложа. Ледник перемещается вниз, пока не достигнет высотного уровня, на котором происходило таяние льда.

Таким образом, состояние ледника определяется балансом между увеличением его массы в результате выпадения снега, течением и потерями, вследствие таяния и испарения (абляции). Обильные осадки в течение ряда лет, при прочих равных условиях, должны приводить к наступанию ледника, и, наоборот, повышение температуры, при неизменных остальных условиях должно обуславливать уменьшение его длины, т. е. кажущееся отступление. Для исторического периода устанавливаются значительные изменения в положении фронтальных частей ледников; при геологических наблюдениях выявляются и гораздо более резкие вариации оледенения. Меняется и скорость течения ледника, иногда возрастая в несколько раз, что также приводит к импульсам его продвижения.

Глубина трещин в леднике может составлять сотни метров, однако они не достигают подошвы льда. Ориентировка этих трещин отчасти связана со сдвиговыми и сколовыми усилиями вдоль долины или обусловлена выступами или ступенчатыми уступами в подстилающих коренных породах.

Если на поверхности ледника расположить по прямой линии поперек его длинной оси какие-либо меты, то при наблюдениях в течение ряда лет можно убедиться в гораздо большей скорости движения вниз по уклону его средней части — по сравнению с боковыми, перемещающимися значительно медленнее. Это свидетельствует о том, что ледник не просто в целом скользит вниз, но движение в толще льда осуществляется дифференцированно, и происходит течение именно самого льда. Каким же об-

разом материал достаточно хрупкий, чтобы в нем возникали трещины, вместе с тем может течь, подобно вязкой жидкости?

Некоторый свет на эту проблему проливает открытое М. Фаррадеем явление режеляции, повторного промерзания вещества. Избыточное давление может вызвать локальное таяние льда, а снятие этой нагрузки приводит к повторному замерзанию воды

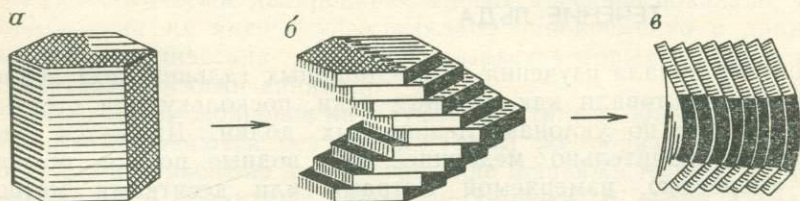


Рис. 113. Гексагональный кристалл льда с параллельными базальной плоскости поверхностями скольжения.

а — в озерном льду оси «с» его кристаллов располагаются вертикально, а плоскости скольжения параллельно водному зеркалу; *б* — тот же кристалл, пластически деформированный напряжением сдвига параллельно плоскостям скольжения; *в* — упругая деформация кристалла льда усилием, ориентированным нормально к плоскостям скольжения

(режеляции). Одним из механизмов перемещения льда может быть его растрескивание под воздействием приложенных сил с относительным смещением разделенных трещиной блоков. Такие трещины затем залечиваются в результате вновь развившегося давления и режеляции. Детальная интерпретация этого двойственного процесса растрескивания и залечивания трещин под влиянием приложенной силы была предметом обширной дискуссии в девятнадцатом столетии.

Ключевое значение для понимания течения ледников имело открытие особенностей течения озерного льда, осуществляющегося при напряжениях гораздо меньших, чем предел прочности на сдвиг «истинного» льда. Такое движение осуществляется, однако, если приложенное напряжение ориентировано параллельно поверхности озера. Окончательное объяснение этого явления появилось лишь после открытия кристаллической структуры льда рентгеновским методом.

Выяснилось, что лед кристаллизуется в гексагональной сингонии, и плоскости скольжения располагаются в кристаллах параллельно основанию (базальной плоскости). Озерный лед можно рассматривать как агрегат гексагональных кристаллов с параллельными кристаллическими осями. Такой агрегат подобен горизонтально залегающему телу базальта с вертикальной столбчатой отдельностью. При данной ориентировке все плоскости скольжения кристаллов льда параллельны, и становится понятным почему лед может деформироваться при относительно небольших напряжениях, параллельных этим плоскостям скольжения. Для деформации в направлении, перпендикулярном к плоскостям скольжения, необходимы значительно большие напряжения (рис. 113).

Движение кристаллического материала такого рода может осуществляться и другими способами. Существует постоянный баланс вхождения-потери атомов между отдельными кристаллами в массе льда. При отсутствии ориентированных напряжений каждый кристалл льда теряет примерно столько же атомов, сколько и приобретает, оставаясь, таким образом, неизменным. Но механически напряженный кристалл будет терять больше атомов, чем приобретает, уменьшаясь соответственно в объеме. Напротив, ненапряженные зерна будут приобретать больше атомов, чем терять и, следовательно, разрастаться.

Вследствие описанных соотношений предпочтительный рост должен проявляться у тех кристаллов льда, плоскости скольжения которых ориентированы параллельно напряжению, тогда как зерна с иной ориентировкой должны исчезать. Такой процесс проявляется в ледниках, в которых наблюдается не только заметное увеличение ориентировки кристаллов по мере движения вниз по леднику, но и увеличение их размеров у нижнего края в тысячи раз по сравнению с первоначально образовавшимися зернами в области питания ледника. Это наблюдение нельзя объяснить каким-либо механизмом, игнорирующим кристаллическую структуру льда.

Течение материала в твердом кристаллическом состоянии называется ползучестью, или крипом. Последний осуществляется по нескольким законам, приложимым и к поведению ледников.

1. Крип зависит от температуры. Чем ближе последняя к точке плавления (таяния), тем больше скорость крипа. Экспериментами при фиксированных напряжениях установлено, что скорость крипа при -1°C в 1000 раз больше, чем при -20°C . При низких температурах жесткость льда увеличивается. Фактически температура всех альпийских ледников очень близка к точке таяния. Последнее объясняется тем, что скрытая теплота плавления (таяния) льда значительно больше его удельной теплоемкости, т. е. для увеличения температуры некоторого блока льда от -1 до 0°C необходимо гораздо меньше тепла, чем для превращения того же блока льда в воду при 0°C . Поскольку температура долинных ледников в связи с такими соотношениями оказывается в значительной мере одной и той же, первый закон крипа для них не играет существенной роли.

Очень отличаются в этом отношении ледниковые шапки. Они могут охлаждаться до температур значительно более низких, чем точка замерзания, что сильно уменьшает их способность к течению. Мощность ледниковых шапок и покровов может достигать тысяч метров. Наиболее прогретая их часть располагается в подошве, в связи с поступлением геотермического тепла с глубины. Глубинное тепло и увеличивает скорость течения льда. Представляется, что течение мощных ледяных покровов проявляется в основном в зоне мощностью несколько метров около дна.

Если принять эту концепцию, то можно найти объяснение, каким образом в глубинной зоне осуществляется пластическое течение под относительно стационарной верхней корой. В простейшем виде эти соотношения отображены на рис. 115, где показано развитие напряжений вследствие накопления осадков в пределах ограниченного участка земной коры. Ниже уровня

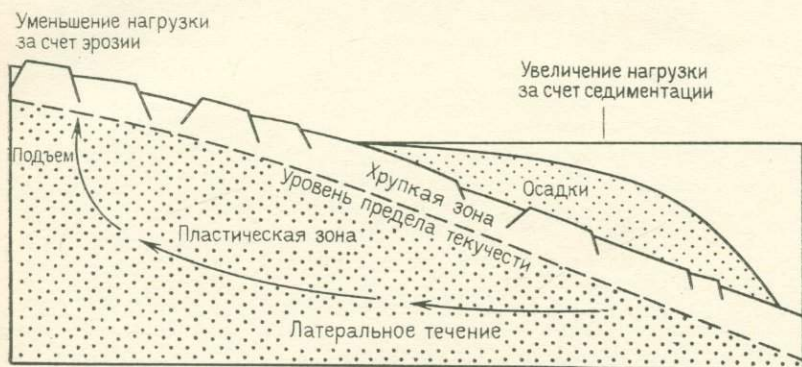


Рис. 115. Эффект эрозии и седиментации на окраине континента, обуславливающий латеральное и затем восходящее течение материала в пластической зоне и сопровождающее его сбросообразование в хрупкой зоне

предела текучести горные породы пластически оттекают в сторону от приложенной нагрузки, преимущественно в горизонтальном направлении. Мощность земной коры уменьшается в зоне эрозии, поставляющей материал в бассейн осадконакопления. Соответственно в области денудации возникают пониженные вертикальные напряжения. Мощность текущих пород может здесь возрастать, обуславливая вертикальные поднятия, при которых вышележащая жесткая зона способна выталкиваться вверх с образованием куполов. В таких областях у метаморфических пород может возникать вертикальная листоватость.

Несомненно, все эти соотношения рассмотрены упрощенно — даже для льда. Но главное положение о том, что возможно течение в твердом состоянии в нижней зоне, где формируются метаморфические породы, имеет важное значение для понимания тектонических взаимоотношений.

Геологическая роль крипа в горных породах и минералах была предметом обсуждения на специальном симпозиуме [269], на котором особое внимание было обращено на механизм крипа Кобле. Последний заключается в следующем. Если на границах зерен создаются напряжения сжатия и растяжения, то возникает и градиент химического потенциала, связанный с наличием вакансий и обуславливающий течение вещества. Это течение приводит к выносу вещества с границ зерен, подвергшихся от-

носителю сжатию и его переотложению на границах зерен, находящихся в состоянии относительного растяжения.

Процесс миграции вещества посредством диффузии преимущественно сквозь зерна называется крипом Набарро—Херринга. Если же диффузия осуществляется главным образом вдоль границ зерен, то течение вещества называют крипом Кoble. Последний, вероятно, играет в горных породах наиболее важную роль. Для тектонических интерпретаций важно подчеркнуть легкую возможность крипа оливиновых пород мантии. Имеется специальный обзор крипа оливина [162].

СОЛЯНЫЕ КУПОЛА И ДИАПИРЫ

Соляные отложения несомненно первоначально залегают горизонтально, согласно с вмещающими их толщами. Однако в настоящее время они во многих случаях обнаруживаются в виде интрузивных тел, варьирующих в горизонтальном сечении свою форму от округлой до неправильной, прорывающих покрывающую толщу и раздвигающих ее породы в стороны. Такие тела называются соляными куполами, или диапирами. Диапир «протыкает» покрывающую толщу. Соляные купола возникают в результате пластического течения, обусловленного вариациями давления, а также различиями удельного веса соли и перекрывающих ее толщ. Неравномерное давление может быть связано с различиями мощности соляного пласта либо перекрывающей его толщи, или с какими-нибудь другими причинами. Каменная соль течет в участки с пониженным давлением, а затем, будучи легче окружающих пород, начинает подниматься сквозь перекрывающие осадки.

Движение соли и соляную тектонику Ф. Трошейм [420] определил термином галокинез. По мере подъема соляного штока вокруг него развивается кольцеобразный прогиб, обусловленный перемещением соли в исходном пласте в направлении к штоку. Во время движения соли в кольцевом бассейне вокруг штока аккумулируются дополнительные осадки, которые косвенно датируют фазу движения соли. По этим осадкам вычислялась скорость движения соли, составляющая около 300 Б (0,3 мм/год). Ф. Трошейм обрисовал картину прогрессивного развития соляного диапиризма от соляных подушек через штоки до соляных стенок (соляных антиклиналей) (рис. 116).

Видимо, зарождение соляных куполов может происходить и без участия тектонических движений; в некоторых районах, например у побережья Мексиканского залива в Северной Америке, эти штоки связаны с пластами, очень мало нарушенными чем-либо, кроме галокинеза. Однако в случае воздействия на толщу тектонических движений течение соли резко усиливается, что приводит к образованию складчатости срыва, возникновению тектонических покровов и т. д.

щих пород на внешних флангах системы — вокруг восходящего батолита.

Следует подчеркнуть, что становление гранитов осуществляется посредством реидного (rheid), а не жидкостного течения, т. е. они текут подобно соляным куполам или ледникам, а не как вода. Традиционные представления о магме могут создавать

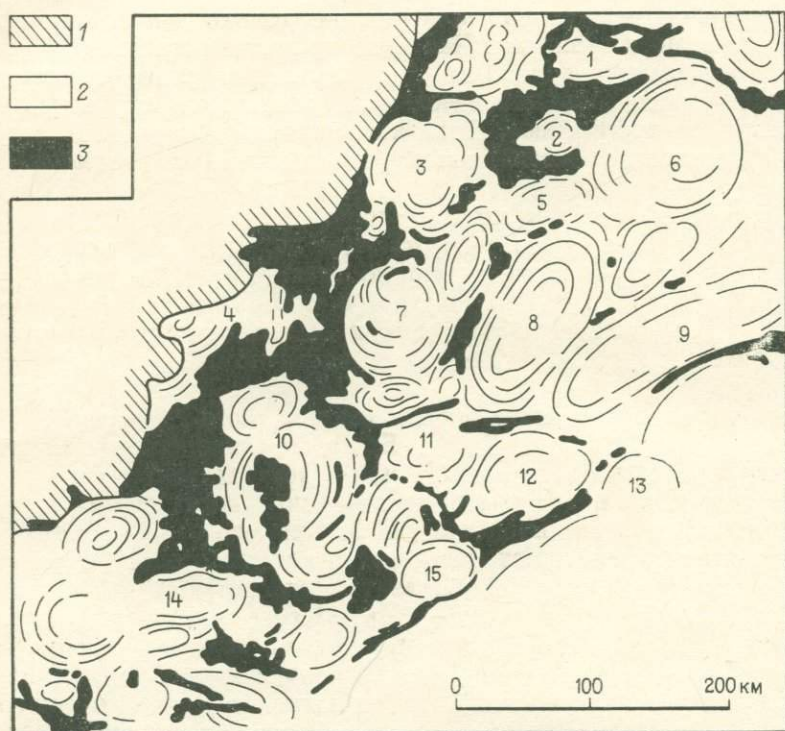


Рис. 118. Гранитные купола, внедрившиеся в кристаллические сланцы; Зимбабве. По А. Мак-Грегору [273].

1 — Мадзива, 2 — Чиндаморо, 3 — Цвимба, 4 — Сесомби, 5 — Горомонзи, 6 — Мтоко, 7 — Родездейл, 8 — Чартер, 9 — Маньйика, 10 — Шэнгани, 11 — Чилиманзи, 12 — Гуту, 13 — Бикита, 14 — Матопо, 15 — Чиби.
1 — молодые породы; 2 — граниты; 3 — кристаллические сланцы

ложное впечатление. Гранитная магма вполне флюидна лишь в виде лав кислого состава на верхних уровнях земной коры, тогда как гнейсовые купола, рассмотренные в гл. 6, связаны с явлением глубинного диапиризма.

Х. Рамберг [342], изучавший глубинный диапировый процесс экспериментально, охарактеризовал формы распределения материала в течение образования и роста купола. На первой стадии после возникновения неустойчивой ситуации, когда плотность перекрывающих пород превышает плотность вещества, за

счет которого образуется гранитный расплав, происходит образование серии волн. Амплитуда волн возрастает и в конечном счете на антиклинальных гребнях возникают кульминационные выступы, отделенные друг от друга равными промежутками. Такие кульминации вскоре превращаются в округлые купола, поднимающиеся из недр Земли до ее поверхности или до некоторой границы раздела, воспрепятствовавшей их подъему. Действительно, как это показано на рис. 83 (с. 132), пространственное распределение гранитных плутонов отвечает представлению о раннем образовании серии волн.

Для того чтобы сделать моделирование реалистическим, необходимо учитывать эффект гравитации, а в лабораторных моделях соответственно должны быть эквивалентно заменены действующие большие силы. Использованная Х. Рамбергом центрифуга, развивающая усилия до 30 Н, позволяла оперировать с материалами значительной прочности и высокой вязкости. Таким образом, моделирование обладало параметрами, достаточными для исследования течения магмы в динамических моделях, отвечающих требованию соблюдения масштабности. Х. Рамберг установил, что в зависимости от соотношения вязкости движущегося материала и вязкости окружающей «рамы» в моделях возникают структуры совершенно различного типа. При резких различиях реологических свойств использованных материалов узор течения контролировался структурами окружающей «рамы». При небольшом контрасте в их вязкости структура «рамы» оказывала лишь небольшое воздействие на движущийся материал и, наоборот, сама в той или иной мере деформировалась внедряющимся телом, часто с возникновением вторичных согласных взаимоотношений. Результаты выполненных Х. Рамбергом экспериментов позволяют предполагать (с большой долей уверенности), что крупные гранитные купола и батолиты не поднимались в виде магм, представленных преимущественно жидкой фракцией. Форма таких плутонов свидетельствует об умеренном контрасте вязкости восходящего тела и окружающей среды, который можно было бы ожидать для двух кристаллических пород непохожего состава и различной структуры.

РЕИДНОСТЬ

При обсуждении течения горных пород полезна концепция реидности — понятия, введенного С. Кэри [48] для описания способности породы к течению в твердом состоянии. Эта величина определяется временем, необходимым для того, чтобы вязкое течение в 1000 раз превысило упругую (обратимую) деформацию при данных условиях температуры, давления и ориентированного напряжения. Реидность определяется независимо от того, каким образом ведет себя порода в конкретной ситуации, флюидно или как твердое тело.

Многие геоморфологические доказательства тектонической истории выявляются при изучении поверхностей, срезающих различные породы и структуры, называемых поверхностями выравнивания. Необходимо здесь несколько отвлечься от непосредственного изложения в связи с тем, что в геоморфологических работах в течение ряда лет очень по разному относились к понятию *поверхности выравнивания*, введенному У. Дэвисом, вплоть до отрицания их существования. Фактически они представлены непосредственно наблюдающимися формами рельефа, и на большинстве южных континентов такие формы даже преобладают в геоморфологическом ландшафте.

Дополнительные доказательства выравнивания устанавливаются при стратиграфических и палеогеографических исследованиях. Палеозойская геосинклиналь, занимавшая значительную часть востока Северной Америки, Западной Европы и Северо-Западной Африки, представляла собой ров, ограниченный горами в течение раннего палеозоя. В триасе этот ров был заполнен осадками, тогда как окружающие его горы были сnivelированы эрозией. Стратиграфические данные свидетельствуют о том, что эта часть земной поверхности была сильно выровнена. Нельзя, конечно, утверждать, что здесь образовалась поверхность, подобная бильярдному столу, но она была гораздо более плоской, чем в предшествующие миллионы лет.

Стратиграфические данные свидетельствуют о спорадических наступлениях моря на континенты, из которых, вероятно, наибольшей была трансгрессия мелового периода. Трансгрессии происходили при относительно высоком уровне моря, но их широкое распространение на континенты возможно лишь при достаточной выровненности суши. Большая часть поверхности континентов была выровнена к концу мелового периода.

Приняв факт существования секущих поверхностей и соответствующих процессов выравнивания, мы можем теперь кратко рассмотреть некоторые разногласия, которые затрудняли работу геоморфологов в предыдущие 80 лет. В частности, очень долго велись дискуссии относительно наименований поверхностей различного типа, причин их формирования, роли в геоморфологической истории и их соотношений с поднятиями.

Пенеплены. В начале нашего столетия этот термин использовался для описания аструктурных поверхностей выравнивания со сглаженным рельефом, имеющих субаэральное происхождение. Возвышающиеся над поверхностью пенеплена по-

ложительные формы назывались эрозионными останцами (монадноками).

В некоторых регионах такие останцы отождествлялись с остатками одного или нескольких более ранних пенепленов. Эти соотношения, запутывающие изучение поверхностей выравнивания, вскоре были поняты. Исследователи идентифицировали

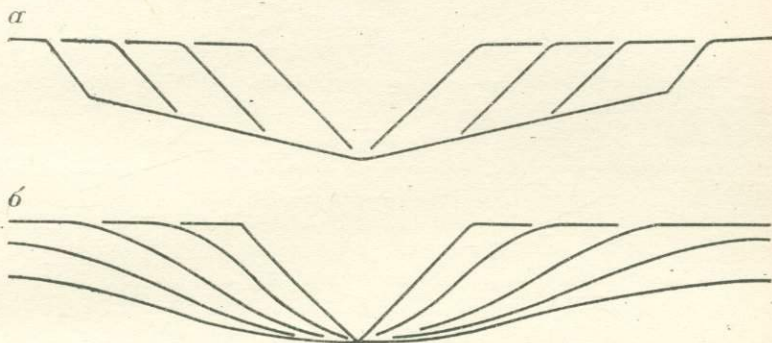


Рис. 120. Расширение долины.

а — в результате отступания склонов; *б* — в результате понижения склонов. Эрозия, осуществляющаяся с параллельным отступанием склонов, приводит к образованию педиплента, а в конечном счете — педиплена, тогда как при понижении склонов образуется пенеплен

(в качестве единой) различные поверхности, по-разному выстраивали их ряды и коррелировали их различными способами. Часть поверхностей, относимых ранее к пенепленам, была интерпретирована иначе, например как поверхности морской эрозии.

Педиплены. В противовес концепции пенепленов Л. Кинг [235] выдвинул представление о педипленах.

Последние во многом имеют те же свойства, что и пенеплены — сглаженный рельеф, субэаральное происхождение; они также срезают геологические структуры. Главные же различия между пенепленами и педипленами заключаются не в их облике, а в способе происхождения. Считается, что пенеплены возникают в результате врезания рек с последующим расширением долин и уменьшением крутизны их склонов. Педиплены же образуются вследствие отступания склонов в фазу, наступившую после периода врезания; отступление склонов создает поверхность, «привязанную» к новому, более низкому базису эрозии (рис. 120). «Секрет эволюции ландшафта, очевидно, заключается в способе развития склонов» [235].

Важная особенность педипленов — последовательное образование их новых участков по мере отступания эскарпа. Таким образом, педиплен — это эрозионная поверхность длительного развития, возраст которой становится все более молодым в направлении эскарпа. Рельеф может включать в себя остатки педиплена различного возраста.

описательный для обозначения *почти равнины*, не вкладывая в него генетического значения.

Именно в таком смысле используется этот термин в настоящей книге, хотя обычно целесообразно прибегать к еще более обобщенному определению — *поверхность выравнивания*.

ПОВЕРХНОСТИ МНОГОКРАТНОГО ВЫРАВНИВАНИЯ

Во многих регионах мира ландшафт сформирован равнинами, приуроченными к нескольким уровням. На рис. 121, в частности, показаны две поверхности выравнивания в Центральной Австралии. Из них нижняя — несомненно эрозионная, а верхняя предположительно также относится к этой категории. В некоторых случаях и верхняя, и нижняя поверхности установлены на комплексах сложного строения, так что эрозионная природа вполне очевидна, а иногда обнаруживается и целая серия поверхностей.

Западнее Мадраса (Индия) Ю. Бюделем [39] описаны несколько эрозионных поверхностей, развитых исключительно на гранитах. Нижняя равнина Тамил-Наду широкой полосой окаймляет береговую линию, распространяясь внутрь суши в среднем на 100, а местами и на 200 км. Абсолютные высоты этой поверхности возрастают до 200—500 м при наклоне не более 2%. Далее внутрь суши равнина Тамил-Наду крутым уступом высотой около 100 м отделяется от верхней (миоценовой) равнины Бангалор (750—900 м), в пределах которой выступают островные горы высотой до 1500 м.

Значительная часть дебатов относительно ступенчатого ландшафта имела скорее теоретический характер. У. Дэвис развивал концепцию эрозионных циклов, суть которой сводилась вкратце к пенеппенизации в периоды тектонического покоя, сменяющиеся периодами предположительно быстрых поднятий, вслед за которыми в свою очередь происходила эрозия до уровня моря с образованием нового пенеппена. В. Пенк выдвинул концепцию ступенчатых ландшафтов с периодическими отступаниями эскарпов и образованием серии поверхностей выравнивания. Лестер Кинг упростил эту идею и предположил более вероятный процесс педиментации, в связи с которым ландшафты поверхностей многократного выравнивания трактовались как ступенчатые педилены. В его построениях, как и при трактовке происхождения простых равнин, многие аргументы относились к механизмам и процессам, но возникли два новых момента. Один из них — проблема соотношения эрозии и поднятия. Происходит ли последнее пульсационно, краткими импульсами, как предполагал У. Дэвис, или же длительно? Может ли эрозия происходить одновременно с поднятием вплоть до

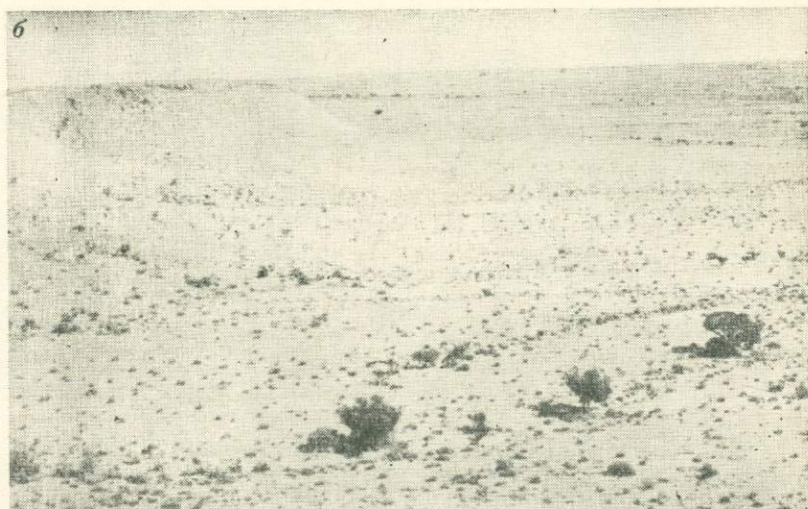


Рис. 121. Поверхности выравнивания. Фото К. Оллиера.

a — поверхность, срезающая различные палеозойские породы и их комплексы, рассеченная ущельем Бангония. Новый Южный Уэльс, Австралия; *b* — поверхность с реликтами более древней такой же поверхности, сохранившейся на плоских вершинах холмов, видных вдали. Кубер-Педу, Южная Австралия

то или иное определение из числа рассмотренных в предыдущем разделе. В общем же виде — это поверхность выравнивания.

Можно без лишних мудрствований определить и приподнятую равнину; высокими равнинами крестьяне и обитатели лесов издавна называли районы, для которых достаточно очевидны

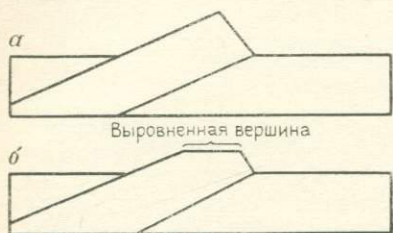


Рис. 122. Куэста, сформированная как гряда в результате дифференциальной эрозии моноκлиально падающей толщи твердых пород (а); скошенная куэста с уплощенной вершиной (б), надежным признаком поверхности выравнивания, существовавшей на этом уровне до нового цикла дифференциальной эрозии, создавшей саму усеченную куэсту

ложившейся эрозией. Такое предположение особенно убедительно в случае, если единые поверхности срезают различные коренные породы.

В областях развития смятых в складки или наклонно залегающих толщ твердые породы образуют хребты, а к податливым приурочены долины, как это описано на с. 225. Если в хребтах наблюдается тенденция к достижению выдержанного вершинного уровня в пределах обширной площади, то можно предполагать, что эта складчатая область подверглась выравниванию до того, как здесь в результате избирательной эрозии обособились возвышенности и долины. При простом расчленении складок можно ожидать широких колебаний абсолютных высот. Однако нет единого мнения о том, насколько значительны должны быть такие вариации при том или ином процессе. Таким образом, простое совпадение отметок вершин может служить основой лишь для предположений, но не для доказательств.

Наиболее убедительные доказательства поверхностей выравнивания при расчлененном рельефе предоставляются куэстами с выровненными вершинами. При поступательной эрозии наклонно залегающего пласта твердых пород возникает относительно пологий склон по падению кровли этого пласта и противоположно направленный эскарп (рис. 122). На пересечении этих двух склонов возникает довольно острый гребень, т. е. куэста. Если такой гребень скошен (имеет уплощенную верши-

как уплощенность, так и приподнятость. Более крупные области такого рода обычно называют плато. Другие популярные названия — плоскогорье и столовая гора. Высокие равнины могут занимать тысячи квадратных километров или могут быть представлены небольшими останцами. Они отделены крутыми склонами от низменных равнин, если такие здесь существуют.

Ряд мелких останцов с одинаковым уровнем позволяет предположить, что они являются остатками древней обширной равнины, расчлененной

наложенной эрозией. Такое предположение особенно убедительно в случае, если единые поверхности срезают различные коренные породы.

В областях развития смятых в складки или наклонно залегающих толщ твердые породы образуют хребты, а к податливым приурочены долины, как это описано на с. 225. Если в хребтах наблюдается тенденция к достижению выдержанного вершинного уровня в пределах обширной площади, то можно предполагать, что эта складчатая область подверглась выравниванию до того, как здесь в результате избирательной эрозии обособились возвышенности и долины. При простом расчленении складок можно ожидать широких колебаний абсолютных высот. Однако нет единого мнения о том, насколько значительны должны быть такие вариации при том или ином процессе. Таким образом, простое совпадение отметок вершин может служить основой лишь для предположений, но не для доказательств.

Наиболее убедительные доказательства поверхностей выравнивания при расчлененном рельефе предоставляются куэстами с выровненными вершинами. При поступательной эрозии наклонно залегающего пласта твердых пород возникает относительно пологий склон по падению кровли этого пласта и противоположно направленный эскарп (рис. 122). На пересечении этих двух склонов возникает довольно острый гребень, т. е. куэста. Если такой гребень скошен (имеет уплощенную верши-

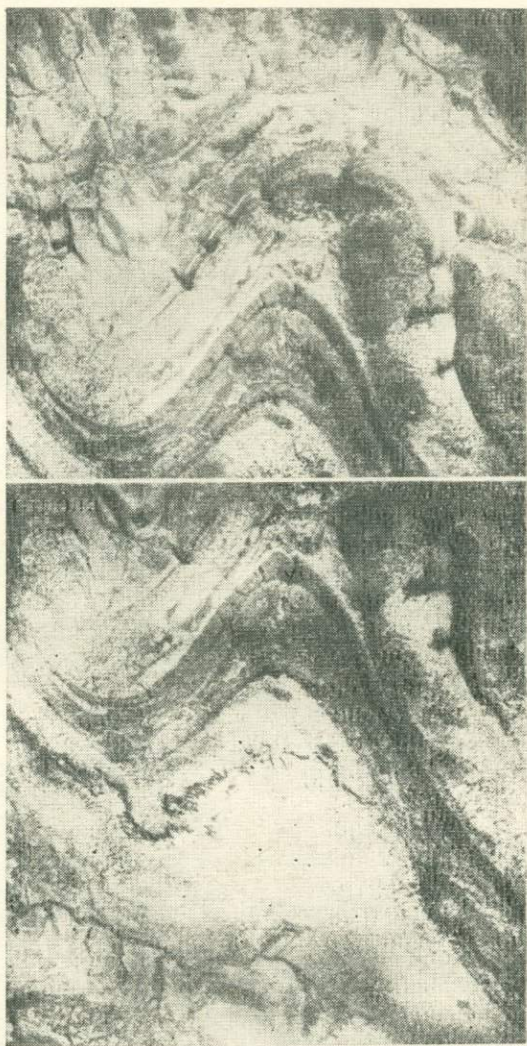


Рис. 123. Стереопара аэрофотоснимков участка со скошенными куэстами в районе развития ныряющих складок и трещинных долин. Хребет Эбнер, Северная Территория, Австралия

5) профили террас в верховьях долин непосредственно переходят вниз по течению в возвышенности междуречий;

6) пластика рельефа поверхности плато не связана с различиями состава пород и особенностями геологической структуры;

7) отсутствует взаимосвязь между ориентировкой речных долин и эскарпов;

8) скосы гребней эскарпов соответствуют по высотам уплощениям смежных радиальных возвышенностей;

9) наличие врезанных меандр свидетельствует об изменениях базиса эрозии;

10) многие пещеры плато Озарк заполнены глинистым материалом;

11) в пределах нагорных площадей развиты речные слоистые галечники.

Для определения былых поверхностей выравнивания предлагались различные построения с использованием топографических карт с горизонталями. Однако все они оказались малоприемлемы. Отчасти это объясняется недостаточной точностью большинства карт для такой цели, а отчасти трудоемкостью самих методик. Вероятно, более успешным будет применение этих методов с использованием компьютеров, особенно в тех районах, где гипсометрические данные уже введены в компьютеры.

Простейший способ оценки былой поверхности выравнивания — визуальный. В рельефе на глаз мысленно определяется поверхность, перекрывающая холмы, горы или хребты. Сразу же, однако, возникают вопросы: а почему холмы имеют тенденции достигать некоторого общего уровня или укладываться в определенный узор?

Вершинный уровень (gipfflur) европейских Альп позволяет представить поверхность, образующую гигантский свод. Скептики могут сомневаться, но многие опытные геологи принимают эту структуру как нечто вполне реальное.

«Издали всегда видно, что отдельные зубчатые пики, столь неправильные при близком рассмотрении, достигают удивительно ровного верхнего предела. Этот уровень проходит поверх вершин, которые в большинстве случаев представляют останцовые горы древней эрозионной поверхности. Многие отдельные пики эродированы ниже этой поверхности, немногие возвышаются над ней, и существует также широкая волнообразность самой вершинной равнины. Однако в целом существование такой вершинной равнины в действительности вполне реально» [356].

Вершинная поверхность горной страны свидетельствует не о едином былом пенеппене, а интеграционно отображает прежние уровни денудации, в настоящее время приподнятые в виде широкого свода. Это поднятие в Альпах происходило в позднем плиоцене и плейстоцене.

ДАТИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ

Относительный возраст

При наличии в районе нескольких поверхностей выравнивания их нормальная возрастная последовательность отвечает относительному высотному положению от верхней — наиболее древней до нижней — самой молодой. Можно полагать, что в простейшем случае такие соотношения обусловлены последовательными поднятиями, сопровождающимися омоложением речной сети и формированием новой поверхности выравнивания, привязанной к новому уровню моря. По мере расширения образующейся поверхности происходит уменьшение площади, занятой поднятой поверхностью выравнивания. Этот процесс может многократно повторяться и приводить к формированию ступенчатого рельефа с различными усложнениями, зависящими уже от локальной структуры и характера эволюции.

Датирование по возрасту перекрывающих пород

Если на эрозионной поверхности залегают фаунистически охарактеризованные осадки, то последние могли быть лишь моложе или в крайнем случае одновозрастны с эрозией. Так,

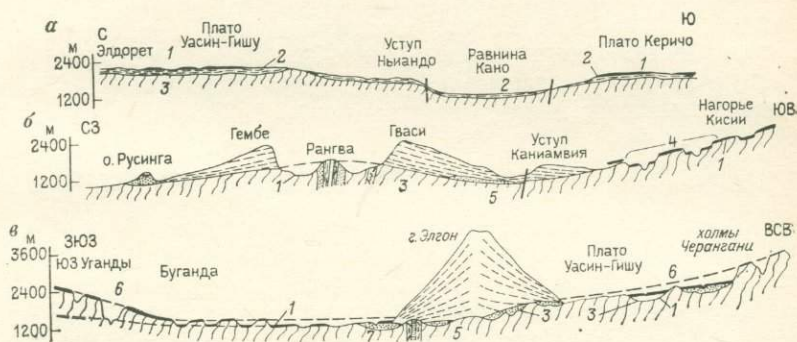


Рис. 126. Соотношения условий залегания вулканических пород и эрозионных поверхностей в Восточной Африке. По Б. Кингу и др. [234].

а — профиль от плато Керичо до плато Уасин-Гишу; *б* — профиль от нагорья Кисии до о-ва Русинга; *в* — профиль от юго-западной части Уганды до Кенийского рифта. 1 — позднеэриетичная поверхность; 2 — фonoлитовые лавы; 3 — поверхность, перекрываемая вулканитами; 4 — поверхность Кисии; 5 — осадки; 6 — древняя эрозионная поверхность; 7 — древний щелочной комплекс

плиоценовые ленхемские слои определяют возраст скошенных гребней ранее упоминавшихся меловых возвышенностей Англии.

Калий-аргоновое радиологическое датирование базальтовых потоков, залегающих на поверхности выравнивания, дает минимальный абсолютный возраст этих эрозионных поверхностей.

Таким образом, в одно и то же время будут продолжаться формироваться педименты, возникшие в разных ситуациях — один на высоком уровне, а другой вблизи уровня моря. Следовательно, охарактеризованными ранее методами нельзя оценить возраст педиплена в целом. Однако если речь идет о возрасте педиплена, например миоценовом возрасте Мурлендского педиплена в Южной Африке, то подразумеваются лишь начало его формирования и явная диахронность с продолжением процесса даже в настоящее время.

ВЫВЕТРИВАНИЕ И ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

Выветривание, возможно, связано с поверхностями выравнивания и предполагаемой цикличностью их формирования. Допустим, что выветривание идет непрерывно. Тогда возникновение профилей глубокого выветривания и сохранность их в течение очень продолжительного времени должны быть обусловлены одним крупным геологическим событием. Наиболее вероятным временем образования профилей глубокого выветривания был период, предшествовавший разламыванию Пангеи. В этот период массивы суши в течение длительного времени были экспонированы для выветривания, и поверхность их, вероятно, была довольно ровной. Совокупный эффект продолжительности этого состояния и существования сглаженного рельефа сказался в затухании эрозии. Поскольку на суперконтиненте в целом площадей, удаленных от моря, было значительно больше, чем на нескольких относительных мелких континентах, продолжительное выветривание при слабой эрозии привело к образованию обширной (главной) поверхности выравнивания. По Л. Кингу, это была поверхность Гондваны, занимающая большую площадь и подвергшаяся очень глубокому выветриванию. После разламывания Пангеи, происходившего, по данным различных источников, в течение триаса—эоцена, возобновившаяся эрозия обусловила образование новых поверхностей выравнивания, отвечающих уровням моря на новых окраинах континентов. Удаление глубоковыветрелых пород осуществлялось быстро, и образование новой поверхности выравнивания произошло относительно легко. Эта поверхность, связанная преимущественно с удалением выветрелого материала, по Л. Кингу [236], называется Африканской, а в последней классификации этого автора [237], вероятно, соответствует Мурлендской поверхности. После удаления глубоковыветрелых пород образование следующих эрозионных поверхностей протекает значительно труднее, поскольку они должны развиваться на свежих, устойчивых к воздействию денудации породах. Вероятно, в связи с этим более молодые поверхности занимают меньшие площади и хуже выровнены по сравнению с древними.

В Уганде закартированы три поверхности (рис. 127), распознаваемые по типам развитых на них грунтов. Древняя поверхность Гондваны сохранилась в виде плоских вершин на водоразделах, сложенных такими устойчивыми породами, как кварциты. Эту поверхность иногда называют Бугандской. Афри-

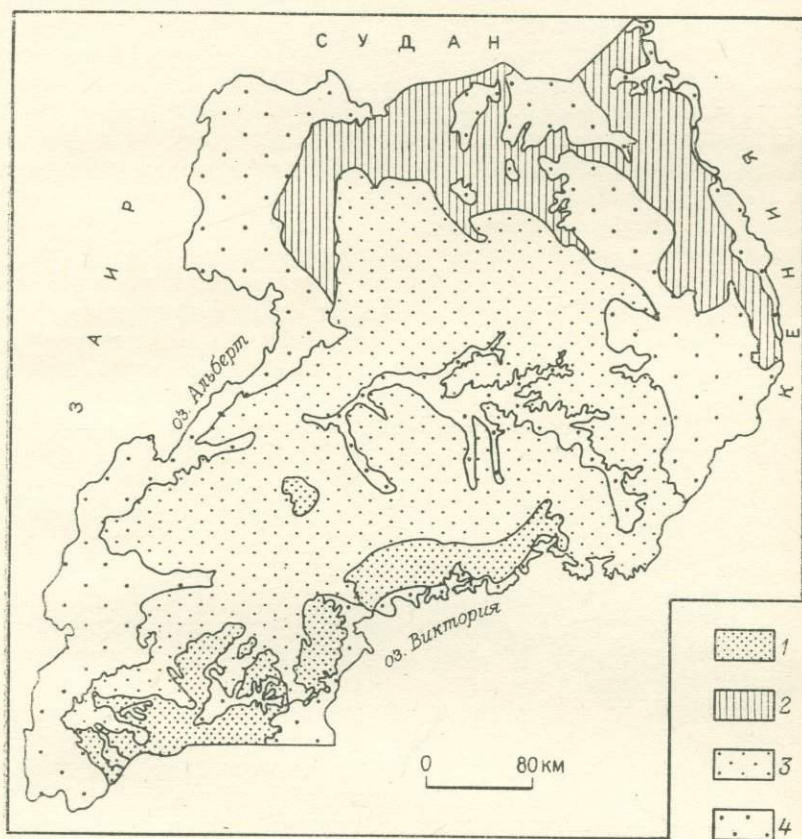


Рис. 127. Поверхности выравнивания в Уганде. По К. Оллиеру [319].

1 — Бугандская, 2 — Ачойская, 3 — Африканская; 4 — области развития иных комплексов

канская поверхность развита на обширной площади. Обычно она врезана в рыхлые продукты древней коры выветривания, но иногда нарушается прочными массивами останцовых гор, что свидетельствует об очень неровном нижнем фронте древнейшего этапа выветривания. Лишь в северной части Уганды продукты древней коры выветривания удалены полностью, и здесь свежие коренные породы секутся поверхностью Ачолы. На последней развит лишь маломощный одноцикловый элювий — в отличие от двухциклового на Африканской поверхности [312, 313].

11 | СВЯЗЬ РЕЧНЫХ ДОЛИН И ЭРОЗИОННЫХ СИСТЕМ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭРОЗИОННЫХ СИСТЕМ И РЕЧНЫХ ДОЛИН

Анализ речных систем является одной из главных задач геоморфологии. Поскольку в настоящее время подобные исследования не пользуются популярностью, то целесообразно еще раз остановиться на некоторых основных особенностях строения речных долин.

Простые речные системы имеют древовидный рисунок. Притоки впадают в главную долину под острыми углами и отличаются от нее более крутым продольным профилем, хотя их слияние происходит на одной и той же высоте (закон Плэйфайра). Обычно долины рек расширяются и выполаживаются по мере приближения к устью. Если это не соблюдается, то мы вправе предполагать, что строение долины усложнено либо структурными факторами, либо специфическим характером истории развития рельефа, либо теми и другими, вместе взятыми.

Остановимся прежде всего на эрозионном расчленении флювиальных равнин, в строении которых тектоника практически не играет роли. Последнее справедливо, если рассматривать их рельеф, как результат осадконакопления, хотя и в этом случае, вероятно, проявляется значение тектоники как генератора поднятий, служащих питающими провинциями аллювиальных отложений, и как процесса, контролирующего положение бассейна осадконакопления. Флювиальные равнины отличаются крайне незначительными уклонами, часто менее 1/1000, а их рельеф определяется главным образом формами чисто аллювиального генезиса. Строение последних может заметно варьировать, и поэтому морфология различных флювиальных равнин при ближайшем рассмотрении оказывается во многом индивидуальной. Так, равнина Кентербери в Новой Зеландии дренируется сложно разветвленной и переплетающейся системой русел, ширина которых часто достигает нескольких километров. Равнины Юго-Восточной Австралии сложены в основном древним аллювием и расчленены сотнями небольших извилистых древних тальвегов шириной только несколько метров, а также меандрирующими крупными палеодолинами и современными реками. Флювиальная равнина р. Флай в Папуа — Новой Гвинее выстлана главным образом отложениями подпрудных озер и пойменно-болотными отложениями, во многих случаях представляющими собой продукты перемыва древнего аллювия.

Невзирая на частные различия, речные системы всех упомянутых равнин имеют древовидное строение, т. е. такой плановый рисунок, который обычно возникает при расчленении любых простых слабонаклонных участков земной поверхности. Отклонения от этого правила связаны преимущественно с особенностями развития стока — меандрированием, образованием долин прорыва, слиянием разновеликих водотоков, местными перехватами и другими чисто флювиальными процессами.

Древовидный рисунок также должен быть свойствен речным системам, пересекающим равнины, сложенные коренными породами, но здесь его нарушение бывает связано не столько с флювиальным морфогенезом, сколько с особенностями структурного контроля эрозионной сети.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ

Расчленение горизонтально залегающих осадочных толщ

Субгоризонтально залегающие осадочные породы слагают участки развития платообразного, равнинного или ступенчатого рельефа. Относительно прочные породы формируют здесь уплощенные возвышенности, а более податливые толщи размыты. В большинстве подобных районов сохраняется простой древовидный рисунок эрозионной сети, который, однако, может усложняться в пределах выходов устойчивых толщ, характеризующихся развитием трещиноватости. Трещины, которые могут определять угловатый рисунок эрозионной сети, принадлежат, как правило, к двум почти перпендикулярно ориентированным системам. Однако некоторые породы, особенно песчаники, характеризуются однонаправленной трещиноватостью (см. рис. 123). Статистический анализ долинной сети в таких районах, основанный на измерении протяженности спрямленных водотоков различного простиранья, оказывает помощь при количественной оценке трещиноватости как фактора, предопределяющего плановый рисунок эрозионного расчленения.

Эрозионная сеть территорий, сложенных моноклиально залегающими осадочными толщами

В наклонно залегающих осадочных толщах относительно податливые породы, например глины или глинистые сланцы, размываются быстрее, чем более твердые, и поэтому главные элементы речной сети заложены в основном согласно простиранью толщ. Такие долины, расположенные параллельно друг

другу и разделенные хребтами, сложенными устойчивыми породами, именуется продольными.

Притоки продольных долин, как правило, впадают в эти долины под почти прямыми углами. Среди них выделяются долины, согласные падению слоев, и долины, пересекающие осадочные толщи в направлении, обратном их наклону

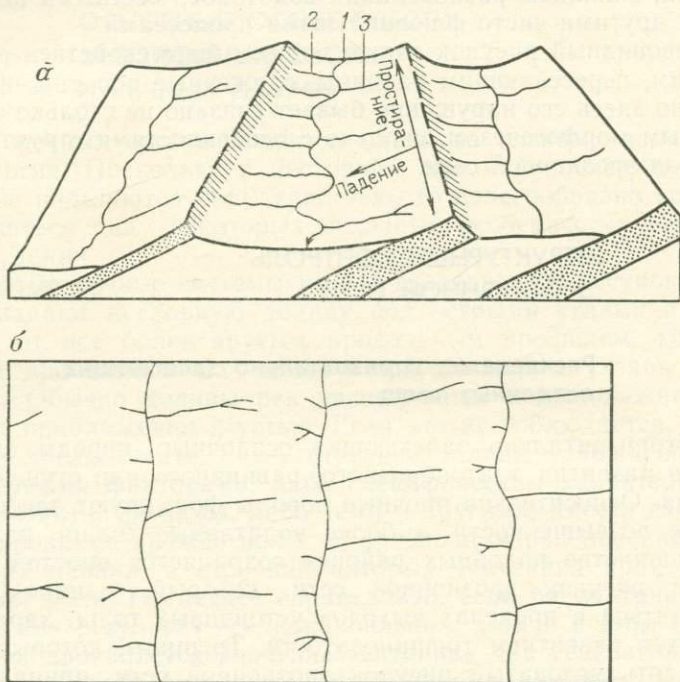


Рис. 128. Блок-диаграмма (а) и карта (б), показывающие структурную позицию элементов речной сети в районе, сложенном моноκлиально залегающими породами.

1 — продольный водоток; 2 — водоток, ориентированный в сторону, противоположную падению пластов; 3 — водоток, согласный с падением пластов

(рис. 128). В том случае, когда коренные породы залегают достаточно полого, первые будут более протяженными, поскольку они размывают более длинные склоны. Водотоки, пересекающие пласты в направлении, обратном их падению, дренируют склоны, сложенные отчасти слабоустойчивыми породами. Если последние представлены глинами или глинистыми сланцами, т. е. породами, обеспечивающими более высокий коэффициент стока, чем водопроницаемые породы гребней и противоположных структурных склонов, значительно возрастает густота расчленения рассматриваемых аструктурных склонов.

Таким образом, эрозионная сеть на площадях развития моноκлиально залегающих пород состоит из параллельных

продольных долин, притоки которых имеют различное строение. Впадающие с одной стороны — согласные с геологической структурой притоки отличаются относительной протяженностью и шириной, а противоположно направленные имеют незначительную длину и узкие долины. Такой рисунок эрозионной сети ясно отражает не только наклонный характер залегания слоев,

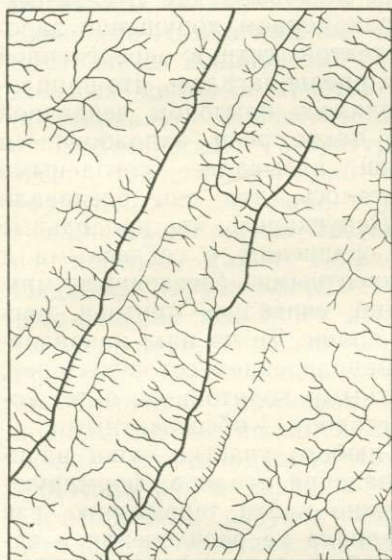


Рис. 129. Решетчатый рисунок эрозионной сети. Монтерей, Виргиния. По У. Торнбари [417]



Рис. 130. Вышедшая из широкого употребления классификация водотоков в районах, сложенных моноклинально залегающими породами

но и направление падения осадочных толщ, местоположение более и менее проницаемых пород и даже позволяет грубо оценить угол падения слоев. Подобный рисунок известен под названием решетчатого (рис. 129).

Определить направление падения пластов по характеру рисунка речной сети можно даже при таких углах их наклона, когда водораздельные хребты между продольными долинами почти симметричны (так называемые «свиные спины», или изоклинальные хребты). Однако и в этом случае густота расчленения будет сильно различаться на склонах, совпадающих с наклоном коренных пород, и на склонах, направленных в противоположную сторону. Топографические карты показывают, что последние склоны обычно более фестончаты и изрезаны за счет того, что расположенные здесь водотоки интенсивно врезаются по многочисленным трещинам, в то время как водотоки, заложенные согласно падению пластов, просто стекают по поверхности устойчивых пород. Следовательно, в данном случае

в строении гидросети отражается большая устойчивость к эрозии поверхности наклонно залегающих пластов по сравнению с их торцевыми участками.

Используемую издавна классификацию водотоков, образующих решетчатый рисунок, иллюстрирует рис. 130. Несмотря на то что эта классификация считается общепринятой и используется во многих работах, от нее следовало бы отказаться, поскольку она базируется на неправомерном допущении заложения различных элементов решетчатой сети в определенной временной последовательности. Так, предполагалось, что направление течения основных рек определялось наклоном первичной эрозионной поверхности. Поэтому такие реки, заложившиеся вкрест простирания слоистых толщ, назывались согласными (консеквентными), поскольку считалось, что они следовали первичному наклону поверхности. Допускалось, что продольные долины закладывались позже по сравнению с согласными и поэтому они именовались субсеквентными (последующими). Наиболее поздними, с этих позиций, считались притоки, расчленяющие склоны субсеквентных долин. Те из них, направление течения которых совпадало с направлением согласных рек, назывались вторичными консеквентными водотоками, а те, которые текли в противоположную сторону, — обсеквентными.

В действительности расчленение любого участка суши начинается одновременно, по мере выпадения осадков, формирующих поверхностный сток. Невозможно найти территорию, где главные реки заложились бы до начала ее расчленения в целом, и поэтому такой термин, как *субсеквентная долина* вводит в заблуждение. Для обозначения подобных рек лучше применять более наглядное понятие *продольная долина*. Учитывая то, что связь долин со структурами сейчас гораздо лучше изучена, чем начальные этапы развития эрозионной сети, использование структурной терминологии для элементов эрозионного рисунка представляется предпочтительным.

Эрозионные системы областей развития складчатых толщ

Крылья складки представляют собой простые наклонные поверхности. Поэтому при расчленении складки на каждом ее крыле формируется эрозионная сеть, имеющая решетчатый рисунок. Притоки, согласные наклону слоев и заложенные навстречу ему, на разных крыльях складки имеют противоположную ориентировку. На крыльях антиклиналей первые из них следуют от оси к подножию складки, вторые, дренирующие эскарпы, — в противоположном направлении. Следовательно, решетчатые эрозионные системы, расчленяющие складку, симметричны относительно ее оси. Изучение рисунка эрозионной сети позволяет судить не только об особенностях распространения устойчивых и податливых пород на каждом из крыльев складки,

как это было показано ранее, но и определить местоположение оси складки.

При расчленении складок с горизонтальной осью на противоположных крыльях закладываются параллельные продольные долины. Иная картина наблюдается на участках замыкания ныряющих складок, где в зоне планового изгиба пластов осуществляется искривление продольных долин и хребтов по простиранию. В соответствии с геологической структурой здесь происходит изгиб параллельных водотоков, образующих решетчатые системы на крыльях таких складок. Подобные нарушения решетчатого рисунка позволяют, кроме всего прочего, определить направление наклона оси складки. Отличным примером подобных систем является эрозионная сеть складчатых структур Аппалач, в связи с чем рассмотренный рисунок гидро-сети иногда относят к Аппалачскому типу.

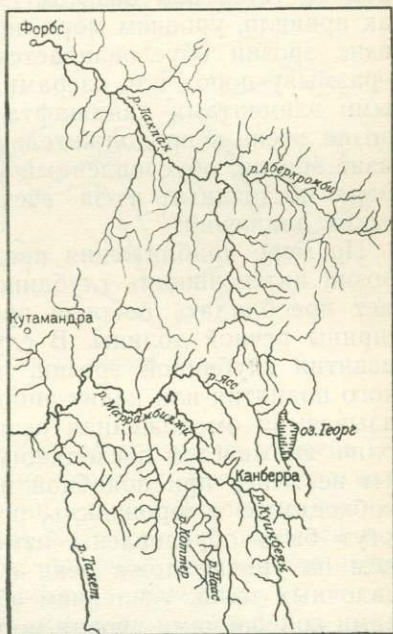


Рис. 131. Рисунок речной сети в верховьях рек Лаклан и Маррамбиджи, отражающий «структуру» субстрата, обусловленную региональным северным простиранием складчатых структур и общим наклоном земной поверхности к северо-западу. По К. Оллиеру [321]

Реки, расчленяющие складчатые толщи, в большинстве случаев закладываются вдоль выходов наиболее податливых слоев, что определяет параллельную простиранию складок «текстуру» эрозионной сети. В случае заложения главных водотоков согласно первичному уклону земной поверхности, не совпадающему с простиранием складчатых поясов, складки будут проявляться в ориентировке многочисленных притоков основных рек. Иллюстрацией может служить рисунок верховий австралийских рек Лаклан и Маррамбиджи, отражающий как общий северо-западный уклон этой территории, так и меридиональную ориентировку складчатых структур (рис. 131).

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Начиная с момента заложения, речные долины постоянно эволюционируют в результате деятельности эрозионных процессов. Глубинная эрозия, наряду со склоновыми процессами

и боковой эрозией, приводит, в частности, к увеличению размеров, речных долин, а также к распространению врезания вверх по течению рек — процессу, именуемому регрессивной эрозией.

Глубина вреза реки ограничена гипсометрическим положением ее устья или базисом эрозии. Последний определяется, как правило, уровнем моря, но в отдельных случаях временный базис эрозии обуславливается выходами в русле устойчивых к размыву пород или озерами. Озера являются весьма эфемерными элементами ландшафта и поэтому играют роль базисов эрозии очень непродолжительное время. Однако даже основной базис эрозии, обусловленный уровнем моря, не остается долгое время постоянным из-за эвстатических колебаний и тектонических движений.

По мере приближения продольного профиля реки к базису эрозии интенсивность глубинного врезания уменьшается. Начинает преобладать боковая эрозия, приводящая к увеличению ширины речной долины. В случае возобновления интенсивного развития глубинной эрозии, например вследствие тектонического поднятия или каких-либо других причин, формируется так называемая омоложенная речная долина. Обычно омоложение долин вызывается восходящими тектоническими движениями. Тем не менее при подобной интерпретации следует соблюдать необходимую осторожность, поскольку точно такие же явления могут быть обусловлены изменениями климата, экспонированием на уровне ложа реки и началом размыва неустойчивых осадочных толщ, усилением абразии в устье реки и эвстатическими колебаниями уровня моря.

Попеременное действие глубинной и боковой эрозии может привести к образованию ступенчатых форм рельефа на склонах речных долин — речных террас. Одни из них врезаны в коренные породы, другие сложены аллювиальными отложениями повышенной мощности, сформировавшимися в предшествующий период аккумуляции, когда осадки выполняли эрозионный врез предшествующей генерации. Поверхность террас первоначально представляет собой древний уровень поймы реки, т. е. по существу полосу аллювиальной равнины, которая превращается в террасу только в результате врезания реки. Изучение речных террас позволяет проследить формирование продольного профиля рек на каждом из этапов врезания и последовательность развития речной долины. В тектонически активных районах речные террасы часто деформированы и несут ценную ключевую информацию о характере тектонических движений.

Перестройка речной сети, связанная с захватом интенсивно врезающейся рекой части бассейна другой реки и осуществляемая за счет активного развития регрессивной эрозии, называется речным перехватом. Механизм подобной перестройки иллюстрирует рис. 132. Река ВГ имеет крутое падение и поэтому эрозионная деятельность и, в частности, регрессивная эрозия протекают здесь очень интенсивно. Река АБ характеризуется

выположенным продольным профилем и относительно слабым развитием эрозионных процессов (рис. 132, а).

На рис. 132, б показан результат перехвата. Река ВГ перехватила воды реки АБ в точке Д. В результате на участке ДА произошло уменьшение объема речного стока, так как отрезок реки БД стал впадать в реку ВГ. Последнее вызвало еще боль-

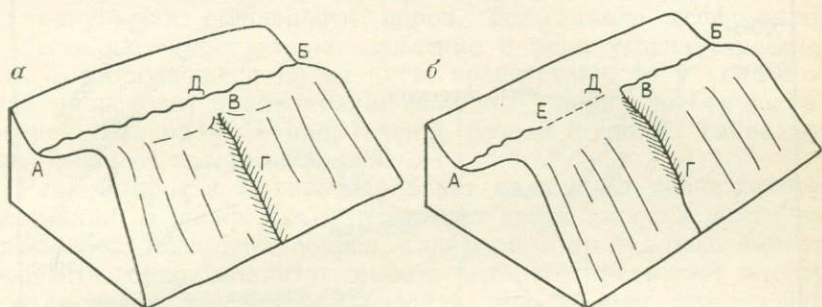


Рис. 132. Схема, иллюстрирующая речной перехват.

Объяснения в тексте

шее увеличение интенсивности глубинной эрозии на участке ВГ. Характерной особенностью строения долины после перехвата является коленообразный изгиб реки в точке Д, иногда именуемый «захватным изгибом». В этом же месте наблюдается резкий выпуклый перелом продольного профиля, своего рода порог, который в дальнейшем смещается вверх по течению.

Отрезок долины АБ до точки Е после перехвата лишен стока и именуется сухой долиной. Ее днище слагают русловые и пойменные отложения, накопившиеся за время существования стока. Если рассматриваемая река имела до перехвата относительно развитую долину, то здесь могут сохраниться древние террасы и другие флювиальные формы рельефа.

Несложный пример перестройки гидросети вследствие перехвата, вероятно, можно наблюдать в бассейне р. Бэррон в окрестностях г. Кэрнса (штат Квинсленд). Верхний отрезок этой реки пересекает платообразный массив в северной части Большого Водораздельного хребта. Затем река резко поворачивает и через серию крупных водопадов общей высотой 300 м направляется к Тихому океану. Подобное строение долины, возможно, указывает на то, что верховья р. Бэррон первоначально являлись притоком р. Митчелл, которая и сейчас, начинаясь в 15 км от Тихого океана, следует затем в запад-северо-западном направлении на расстоянии 550 км вплоть до залива Карпентария (рис. 133). Отмерший отрезок долины р. Митчелл маркируется протяженной полосой русловых аллювиальных отложений.

Другой хороший пример рассматриваемой ситуации имеет место вблизи Марулана (штат Новый Южный Уэльс). Верхнее течение р. Шоалхэвен ориентировано в северном направлении,

однако в дальнейшем река так резко поворачивает к востоку, что более наглядный коленообразный изгиб речной долины трудно себе представить. Галечно-гравийные аллювиальные отложения распространены вдоль предполагаемой линии, связывающей коленообразный изгиб и долину р. Воллондилли, кото-



Рис. 133. Перехват верхнего отрезка р. Митчелл рекой Бэррон, Северный Квинсленд, Австралия

рая, вероятно, в прошлом являлась продолжением р. Шоалхэвен.

Предположим, что водоток, пересекающий равнину и прорезающий различные породы, впоследствии испытал омоложение. Тогда река и ее притоки будут вырабатывать свои долины, приводя их продольные профили в соответствие с новым базисом эрозии. При этом неустойчивые породы (например, глины и глинистые сланцы) легко размываются, а более прочные толщи могут противостоять глубинной эрозии. Несмотря на устойчивость таких толщ, крупная река может прорезать их без изменения направления своего течения. В дальнейшем при общем, но неравномерном снижении поверхности дренируемой территории ориентировка подобных рек может оказаться не соответствующей геологической структуре. Так, например, р. Эйвон, протекающая по широкой равнине, продолжающейся до побережья Ла-Манша, не сохраняет, казалось бы, естественного южного направления. В среднем течении река резко меняет свой курс, и по ущелью Клифтон пересекает в северо-западном направлении хребет, сложенный известняками каменноугольного возраста. Подобные долины, направление течения которых наследуется от более ранних эпох, именуются эпигенетическими, или наложенными.

Некоторые из эпигенетических долин берут начало в районах, где разнородный комплекс основания перекрыт платформенным чехлом. Однако для формирования наложенных эро-

зионных систем наличие чехла не обязательно, и часть их с самого начала врежется в породы фундамента.

Рассмотрим другой путь образования сквозных речных долин-ущелий, пересекающих горные хребты, обусловленный тектоническими движениями — горстообразованием и короблением без нарушения сплошности пород. Если такие деформации осуществляются достаточно медленно и река успевает размывать формирующиеся на ее пути препятствия, то в конечном итоге происходит пропиливание молодого горного хребта сохраняющей свое прежнее направление речной долиной. Такие долины именуют antecedентными.

Река Фицрой в Квинсленде берет начало на значительном расстоянии от побережья и пересекает затем высокий прибрежный хребет. Возникает вопрос: каким образом эта река смогла прорезать горное поднятие, высота которого превышает высоту истоков реки? Это могло произойти либо за счет перестройки эрозионной сети вследствие регрессивного врезания реки, стекающей по прибрежному склону хребта и перехватившей часть речного стока противоположного склона, либо, что более вероятно, р. Фицрой там, где она на широте Южного тропика пересекает прибрежный хребет, имеет antecedентную долину.

Аналогичное строение свойственно бассейну р. Бурдекин, характеризующемуся протяженными продольными речными долинами, пересекающими несколькими теснинами хребет Лейчхард. И в этом случае наилучшим объяснением формирования непроходимых (для четвероногих животных) каньонов, прорезающих хребет, который превышает по своим высотам отметки истоков р. Бурдекин, может служить их antecedентный характер.

Еще одним примером может служить р. Теннесси, пересекающая хребет Уэлдон и не меняющая направление течения, по крайней мере, с конца мелового периода [209].

Остановимся далее на двух возможных вариантах преобразования нижних отрезков речных долин. Относительное поднятие уровня моря может повлечь затопление приустьевых участков рек и днищ их долин. Подобные долины называются подрубленными. Напротив, опускание уровня моря иногда приводит к формированию обширных прибрежных равнин, которые впоследствии осваиваются эрозией, т. е. в данном случае происходит наращивание нижних участков речных долин. Примером подрубленных рек является система палеорек Рейн—Темза. Наращивание речных долин можно наблюдать в прибрежных равнинах юго-востока США и особенно ярко вокруг Мексиканского залива. Подобные долины известны в Австралии вдоль побережья залива Карпентария и в Японии — очень молодые долины на южном побережье о-ва Хонсю. В последнем случае молодые тектонические поднятия привели к последовательному осушению двух параллельных полос морского дна.

Влияние на речную сеть деформаций изгиба

На рис. 134 отражены вызванные ростом пологого поднятия изменения в строении первоначально простой древовидной эрозионной сети с западным направлением стока. К западу от поднятия, пересекающего речную сеть (1), сохраняются прежние рисунок и направление течения реки, хотя ее водность

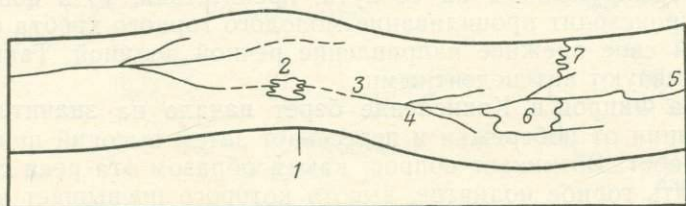


Рис. 134. Влияние деформации изгиба земной поверхности на строение эрозионной сети.

Объяснения в тексте

становится иной. Такая река именуется обезглавленной. Осевая зона поднятия (2) может представлять собой территорию с крайне незначительным уклоном, практически лишенную стока. Здесь иногда формируются болота и мелководные озера.

К востоку от поднятия происходит смена направления течения основной реки в противоположную сторону (3). Однако ее притоки, для которых характерно более крутое падение, могут сохранить прежнее направление своего течения и образовывать в совокупности с главной рекой так называемый крючкообразный рисунок эрозионной сети (4). На рис. 134 видно, что река, впадающая с востока в озеро, сформировавшееся у подножия поднятия (5), сохраняет первоначальное направление. Это озеро (6) заполняет тектоническую впадину (или депрессию) и располагается между отрезками эрозионной сети, сохранившими прежнее направление течения и ориентированными в противоположные стороны. Сток из него может осуществлять водоток, заложенный по простирацию впадины (7).

Формы рельефа, концентричные побережья озер, также могут быть деформированы при соответствующих обстоятельствах, например при тектоническом перекосе чаши озера, и, тем самым, отражать характер молодых движений (рис. 135).

Пример другого типа изменений планового рисунка речных долин вследствие тектонического коробления территории приведен на рис. 136, а. Река, текущая первоначально в западном направлении, подпруживается растущим тектоническим поднятием, отклоняется им и в дальнейшем следует вдоль его подножия (1). Подобная речная система называется нарушенной. В тех случаях, когда поднятие происходит достаточно медленно, глубинная эрозия успевает разрушать растущее на пути реки

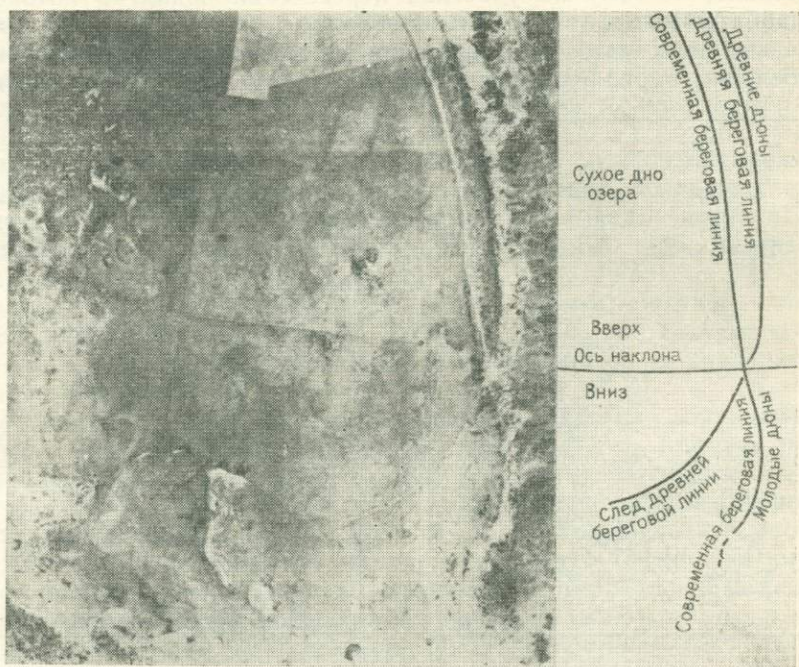


Рис. 135. Тектонический наклон (перекос с севера на юг) побережья озера Малурулу, Новый Южный Уэльс, Австралия

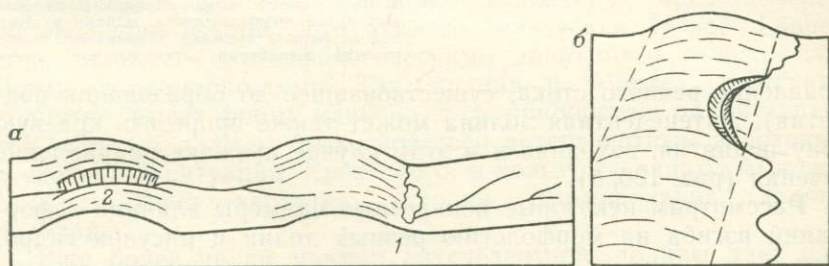


Рис. 136. Результаты влияния деформации изгиба на эрозионные системы.
Объяснения в тексте

препятствие и речной поток сохраняет направление течения. Расширение долины обычно идет гораздо медленнее, чем его врезание, поэтому на участках пересечения поднятий потоком вырабатываются узкие каньонообразные ущелья (2). Как уже указывалось, такие участки долин называются antecedentными (дословно «предшествующими», поскольку они наследуют на-

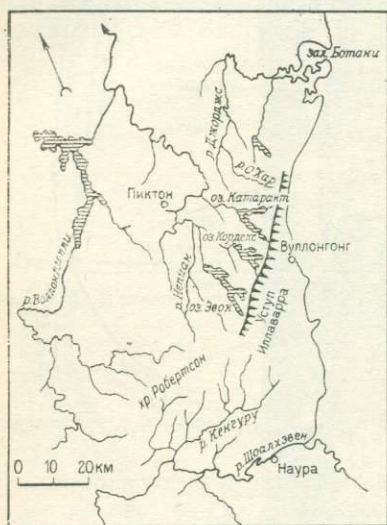


Рис. 137. Особенности речной сети района Сидней — Шоалхэвен, Новый Южный Уэльс, Австралия. По К. Оллиеру [321].

Объяснения в тексте

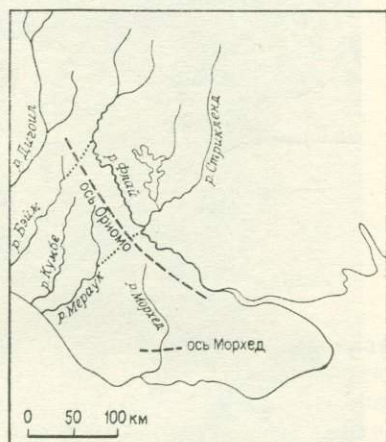


Рис. 138. Влияние деформаций изгиба на речную сеть южной части о-ва Новая Гвинея. По Д. Блейку и К. Оллиеру [26].

До поднятия оси Орио верхний отрезок р. Флай являлся продолжением р. Бэйм, текущей параллельно р. Дигонд, а р. Стрикленд впадала в р. Мераук. Поднятие оси Морхед привело к формированию линейно вытянутой возвышенности, однако р. Морхед сохранила прежнее направление своего течения, выработав antecedentное ущелье

правление речного стока, существовавшее до образования поднятия). Antecedentная долина может также прорезать краевую зону поднятия, сохраняя и в этом случае прежнее направление течения (рис. 136, б).

Рассмотрим некоторые конкретные примеры влияния деформаций изгиба на морфологию речных долин и рисунок гидро-сети.

Водотоки, берущие начало на прибрежной возвышенности южнее Сиднея, в верхнем течении образуют простой древовидный рисунок и следуют от океана к западу (рис. 137). Это направление стока не остается постоянным, так как тектоническое поднятие Большого Водораздельного хребта отклоняет в дальнейшем водные потоки, которые в конце концов севернее Сиднея впадают в Тихий океан.

Центральная Аризона ранее располагалась выше, чем район Большого Каньона, и соответственно перенос речных осадков осуществлялся в северном направлении. Калий-аргоновые датировки гальки базальтов показали, что подобная ориентировка стока существовала 10 млн. лет назад и ранее. Современное южное направление стока р. Верде и соседних рек — результат поднятия северной части Аризоны. Поскольку долина р. Верде выполнена потоками базальтовой лавы, возраст которой равен 5 млн. лет, поскольку можно считать, что переориентировка стока произошла несколько ранее. Эти данные позволяют заключить, что главное поднятие плато Колорадо датируется интервалом 5—10 млн. лет назад. Именно в это время произошло в основном формирование Большого Каньона [275]. Нижняя из приведенных возрастных границ подтвердилась исследованиями И. Лакчитта [266] в провинции Бассейнов и Хребтов, показавших, что 10,6 млн. лет назад в указанном районе Колорадо еще не существовало.

Непосредственное влияние первичных пологих деформаций на рисунок эрозионной сети можно проследить на примере рек южного побережья Новой Гвинеи (рис. 138). Первоначально речная сеть имела здесь, видимо, простой древовидный рисунок, ориентированный в сторону берега моря. В результате роста поднятия р. Флай сменила направление своего течения на юго-восточное, к заливу Папуа, в то время как обезглавленные реки на противоположном склоне поднятия продолжают течь в прежнем юго-западном направлении. Продолжающийся рост антиклинали Морхед вызвал дополнительные осложнения в характере флювиального рельефа рассматриваемого района. Одноименная река, сохранив свою ориентировку, на участке пересечения поднятия выработала antecedentную долину. Конечно, сам по себе рисунок гидросети не может служить достаточным доказательством перестройки эрозионной системы вследствие тектонических движений. Однако изложенные представления об эволюции речной сети южного побережья Новой Гвинеи подкрепляются геоморфологическими данными и гидрологическими закономерностями. Так, долина р. Морхед, пересекая поднятие, имеет форму каньона, т. е. приобретает такой характер, который должен быть свойствен antecedentным водотокам в указанной ситуации. Кроме того, в пользу сделанных выводов свидетельствует характер истории формирования дельты р. Флай.

Еще более яркий пример antecedentной долины дает нам р. Арун, берущая начало в Тибете и затем пересекающая Гималаи. Подобный тип речного стока вряд ли связан с эпигенетическим происхождением р. Арун, поскольку трудно себе представить первичную эрозионную поверхность, расположенную на высоте, превышающей Гималаи. Нет никаких оснований предполагать в прошлом более значительную, чем у Гималаев, высоту Тибета. Нет также причин, которые позволили бы рекам

южного склона Гималаев прорезать хребет за счет действия регрессивной эрозии и перехватить водотоки Тибетского плато. Остается предположить антецедентный характер р. Арун по отношению к поднятию Гималаев [443]. На это указывают и некоторые другие данные, в частности строение террасовой лестницы.

Террасы маркируют палеоднища реки и указывают на последовательные и дифференцированные деформации продольного профиля долины р. Арун. Зона максимального изгиба днища долин соответствует положению оси тектонического поднятия, и поэтому речные террасы являются наиболее чуткими индикаторами тектонических движений. В рассматриваемом случае ось изгиба террасовой лестницы остается постоянной, несмотря на миграцию реки в верхнем и нижнем течении, указывая на ясно выраженное тектоническое поднятие.

Система рек Кенгуру—Шоалхэвен (см. рис. 137) является прекрасным примером крючкообразного рисунка эрозионной сети (см. 4 на рис. 134). В нижнем течении р. Шоалхэвен следует в противоположном первоначальному направлении, в то время как р. Кенгуру и некоторые другие притоки сохраняют прежнюю ориентировку. Некоторые из рек Уганды (см. рис. 144) могут служить другими яркими примерами крючкообразного рисунка гидросети.

Влияние на речную сеть вертикальных смещений по разломам

Рис. 139 иллюстрирует перестройку речной системы, ориентированной в западном направлении, под влиянием перемещений по разломам, имеющим восточное падение. В позиции (1) обезглавленный речной поток продолжает течь в первоначальном направлении. К востоку от блокирующего этот водоток (1) разлома сток подпружен, и здесь могут сформироваться при-

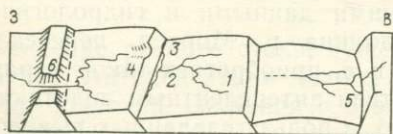


Рис. 139. Влияние на эрозионную сеть перемещений по разломам.
Объяснения в тексте

разломное озеро (2) и дренирующий его водоток, следующий вдоль линии разлома (3). В результате обезглавленным оказалось также нижнее течение реки (4). Приразломное озеро у плоскости сместителя, падающего на запад, образуется только в том случае, если опущенный блок наклонен к востоку, ибо при подобном наклоне блока может произойти смена направления стока (5). Эрозионная деятельность может унаследованно протекать и в пределах растущего наклонного блока или горста, если тектоническое воздымание происходит достаточно мед-

ленно. В результате, так же как при пологих деформациях, образуется antecedentная речная сеть, в которой водотоки сохраняют прежнее направление своего течения, несмотря на более поздние восходящие тектонические движения. Речные долины в этих случаях обычно приобретают форму ущелий (б).



Рис. 140. Влияние эволюции блоковой структуры на р. Муррей. По Е. Хиллсу [189]

Влияние блоковых движений на речную сеть можно проследить на примере долины р. Муррей, которая вблизи г. Эчука осложнена поднятием наклонного блока Кэделл (рис. 140). Вследствие подобных тектонических дислокаций палео-Муррей изменил свое направление, сначала обтекая блок с севера, а затем с юга, там, где находится его современное русло. Древнейшая долина Муррея прослеживается на вершине наклонного блока в виде лощины Грин — Зеленой Лощины. Хотя рисунок речной сети в данном случае сам по себе очень информативен, все же история развития гидросети этого района реконструируется гораздо более детально при анализе аллювиальных отложений древних долин и осадков, выполнявших в прошлом приразломное озеро.

Очень ярким и красивым примером модификации речного стока тектоническими движениями по разломам, вероятно, является бассейн оз. Георг в штате Новый Южный Уэльс (рис. 141). До начала сбросообразования р. Тайлорс-Крик была притоком р. Ясс, а расположенная южнее р. Молонгло протекала в том же месте, что и сейчас. Перемещение по разломам привело к формированию пересекающего указанные долины горста Каллерин, ограниченного с запада сбросом Куинбеян, а с востока сбросом оз. Георг. Река Молонгло там, где она пересекает горст, выработала себе каньонообразную долину, которая имеет теперь antecedentный характер. В отличие от нее долина р. Тайлорс-Крик была рассечена блоковым поднятием, что при-

вело к формированию в опущенном крыле сброса приразломного оз. Георг.

Палеодолина Тэйлорс-Крик фиксируется в пределах горста седловиной Джеарис, выстланной русловым аллювием. В эпохи озерных трансгрессий сток из водоема осуществлялся через седловину Джеарис, а не через какое-либо понижение в север-

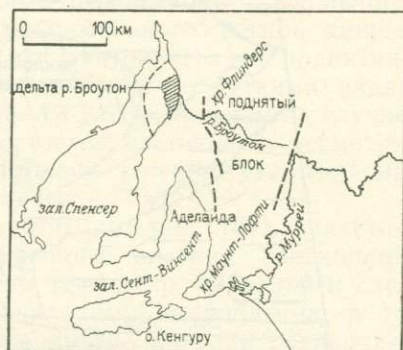
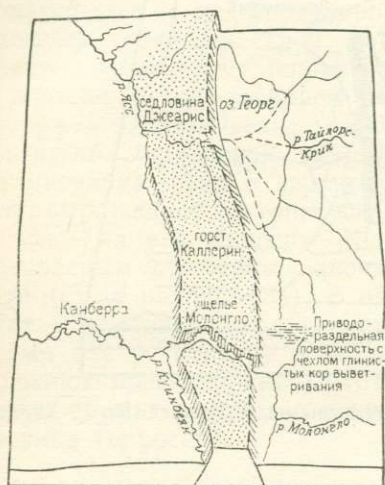


Рис. 142. Перестройка эрозионной сети в нижнем течении р. Муррей, Южная Австралия, в результате тектонического поднятия. По Г. Уилльямсу и А. Гуду [459]

Рис. 141. Влияние блоковой тектоники на оз. Георг, штат Новый Южный Уэльс, Австралия. По К. Оллиеру [321]

ном или южном водоразделе. На это указывает озерная терраса, обрамляющая оз. Георг и расположенная на высоте седловины. Миоценовый возраст нижней части разреза озерных отложений позволяет датировать этим временем начало образования горста.

Еще одним примером разрыва речной сети перемещениями по разломам может служить нижний отрезок р. Муррей (рис. 142). Крупнейшая река Австралии течет здесь в западном направлении вплоть до г. Морган, где она резко поворачивает на юг. Ранее, до образования блокового поднятия Маунт-Лорни, Муррей продолжал течь в северо-западном направлении по древней долине, которую сейчас наследует своим стоком меньшая р. Броутон. В таком случае последняя является не чем иным, как обезглавленным отрезком палео-Муррея. Несомненно, что подобный вывод имеет под собой все основания. Так, в частности, маловодная р. Броутон в настоящее время заканчивается, не достигая побережья залива Спенсер, хотя в прошлом объема стока по этой долине хватило на сооружение обширной дельты вблизи Порт-Пири. Осадки в основании дельты имеют эоценовый возраст, и поэтому в эоцене р. Муррей, впоследствии отклоненная в сторону восточным сбросовым эскарпом подня-

тия Маунт-Лофти, имела иное, чем сейчас, направление течения [459].

Как было показано выше (см. рис. 137), такие реки как Охар, Кордо, Катаракт и Кенгуру, начинаясь в нескольких километрах от Тасманова моря, текут в западном направлении, уходя от берега в глубь континента. Они имеют широкие, хорошо разработанные долины и образуют вместе с притоками совершенно простой древовидный рисунок. Для формирования таких речных долин требуется длительное время, и, вероятно, ранее их истоки находились не на обратных, западных скатах абразинного берега, как это наблюдается сейчас, а гораздо восточнее. Не вызывает сомнений, что территория к востоку от современного побережья в прошлом расчленилась на значительном расстоянии. В дальнейшем какая-то причина обусловила полное исчезновение следов этой палеоречной системы.

Рассмотренный пример, возможно, служит аналогом ситуации (4), отображенной на рис. 139, но опущенный блок в данном случае в пределах суши отсутствует. С этих позиций крутой уступ в северном Квинсленде, обрывающийся к побережью, может являться в основе своей плоскостью сместителя, как это и предполагал еще в 1911 г. Гриффит Тейлор. Он писал: «Вполне вероятно, что ... блоки земной коры, ограниченные меридиональными разломами, также предопределяют здесь особенности геоморфологического строения. Мы можем представить себе (как это предполагал доктор Дан), что в третичное время нормальная консеквентная речная сеть продолжалась к востоку на несколько сотен миль. Большая часть этой территории разбита разломами и постепенно погружается, покрываясь органогенными сооружениями коралловых рифов Большого Барьера».

В довегенеровское время Г. Тейлор мог предложить только такую модель исчезновения существовавшей на востоке суши. Однако сейчас мы можем объяснить это явление с помощью континентального дрейфа и спрединга океанического дна, переместившего часть суши на восток. Убедительные данные, свидетельствующие в пользу развития спрединга в Коралловом и

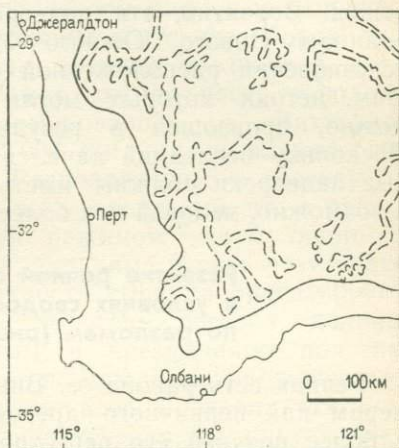


Рис. 143. Палеодолины, расположенные на поднятой древней эрозионной поверхности, Западная Австралия. По К. Оллиеру [320].

Верховья широких палеодолин, вероятно, до начала дрейфа, повлекшего за собой разделение Австралии и Антарктиды, располагались к югу от рассматриваемой территории

Тасмановом морях, служат дополнительным доказательством правомерности выводов, сделанных нами на основании анализа рисунка эрозионной сети.

Палеореки Западной Австралии маркируются цепочками соленых озер (рис. 143). Некоторые из них имели широкие (2—3 км) долины и начинались на водоразделе, отделяющем текущие в северном направлении реки от узкой полосы побережья. Вероятно, эти палеореки, подобно описанным выше долинам Нового Южного Уэльса, были обезглавлены при исчезновении расположенной к югу суши. Разрыв речных систем, истоки которых могли находиться в Антарктиде, возможно, произошел в результате континентального дрейфа. Поскольку последний начался в эоценовое время, рассмотренные палеореки должны иметь, по крайней мере, эоценовый, а возможно, меловой или более древний возраст.

Развитие речной сети в условиях сводообразования и перемещения по разломам (рифтовые долины)

Речная сеть района оз. Виктория служит классическим примером как первичного древовидного рисунка гидросети, так и более поздней его перестройки в результате тектонических движений (рис. 144). В прошлом крупнейшая речная система,

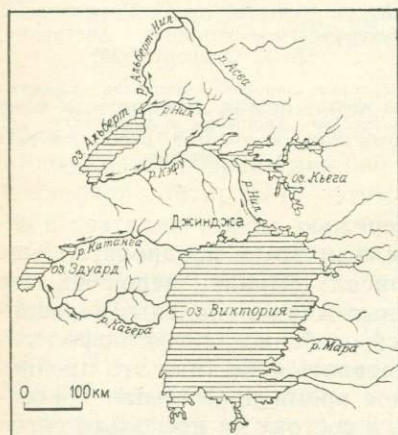


Рис. 144. Речная сеть района оз. Виктория, Восточная Африка.

Первоначально сток осуществлялся с востока на запад, причем р. Мара имела своим продолжением р. Кагера. Реки Катанга и Кагера соединяют озера Виктория и Эдуард, так же как р. Кэфу соединяет озера Кьога и Альберт. На большей части площади перечисленных речных систем направление стока сменялось, как показывают стрелки, на противоположное, вследствие поднятия зоны, параллельной рифтовой впадине. Средний отрезок реки Мара-Кагера был затоплен при образовании оз. Виктория в результате тектонического наклона земной поверхности. Воды оз. Виктория переливаются в самой нижней точке ее водораздела близ г. Джинджа, формируя отрезок р. Нил, расположенный между озерами Виктория и Кьога. Озеро Кьога образовалось в результате аналогичного тектонического перекоса, повлекшего за собой смену ориентировки стока р. Кэфу, питается водами северных притоков и дает сток в рифтовую впадину, занятую озером Альберт, формируя отрезок р. Мерчисон-Нил, расположенный между этими озерами. От оз. Альберт р. Нил течет к северу вдоль продолжения рифтовой впадины и принимает справа р. Асва, заложенную вдоль осевой зоны миоценовых

главные направления стока которой совпадали с современными долинами рек Кагера и Катанга, пересекала площадь, занятую сейчас оз. Виктория, с востока на запад. К северу от нее располагалась система реки палео-Кьога, текущей в том же направлении, а еще севернее находился палео-Мерчисон-Нил,

имеющий аналогичную ориентировку. Истоки этих крупнейших палеорек были расположены далеко на востоке. Так, самая южная из них (Мара—Кагера) начиналась в Кении и впадала в р. Заир (Конго). Долины указанных рек имели значительную ширину и были разделены уплощенными водоразделами.

Рассмотренная речная система была разрушена при формировании западной ветви Восточно-Африканских рифтовых впадин. Наряду с тектоническим погружением рифтовых структур происходило их расширение со стороны восточного борта, что привело к образованию на месте древней эрозионной сети «блюдецобразной» впадины. Ее самая южная часть заполнилась водой, в результате сформировалось оз. Виктория. Несмотря на площадь, равную 69 000 км², максимальная глубина озера не превышает 80 м. Расположенные к востоку от него реки продолжают течь в том же направлении, что и ранее, впадая теперь в озеро и реагируя режимом аккумуляции на поднятие базиса эрозии. Напротив, западные реки в результате изменения наклона земной поверхности сменили ориентировку стока на обратную. Крупнейшие водотоки региона, долины которых отличались выработанным и чрезвычайно пологим продольным профилем, текут сейчас по ним в противоположную сторону (на восток) и также впадают в оз. Виктория. Их притоки, сохранив прежнее направление течения, на приустьевых отрезках резко поворачивают, образуя классический крючкообразный рисунок эрозионной сети.

Речной сток, поступающий в оз. Виктория с запада и востока, переполнял его до тех пор, пока воды озера не начали переливаться через самую низкую точку водораздела, расположенную в районе г. Джинджа, в бассейн оз. Кьоги. Это вызвало омоложение водотока, берущего начало у г. Джинджа, и обусловило резкое отличие в строении его долины от других притоков этого озера*. Дополнительное поступление воды из оз. Виктория несомненно способствовало увеличению водной массы оз. Кьога.

Речная система палео-Кьога претерпела резкие изменения вследствие околорифтового поднятия, и ее самые западные притоки сменили направление течения, образовав крючкообразную эрозионную сеть, аналогичную описанной в районе оз. Виктория. Озеро Кьога постепенно заполнялось до тех пор, пока вода через наиболее низкую точку водораздела не стала поступать в р. Мерчисон-Нил, а затем в замыкающуюся на этой широте рифтовую впадину. Рифтогенез повлек здесь за собой омоложение речных долин, по которым воды оз. Кьога стекают в рифтовую впадину оз. Альберт (оз. Мобуту-Сесе-Секо), и развитие

* Поскольку долина Нила единственная из всех южных притоков оз. Кьога испытала омоложение, постольку вывод о дренировании оз. Виктория в результате его переполнения и перелива озерных вод более предпочтителен, чем предположение А. де Сварта и А. Трендела о том, что «приток оз. Кьоги стал дренировать оз. Виктория вследствие регрессивного врезания».

в нижних участках долин вплоть до водопада Мерчинсон регрессивной эрозии. Сток из оз. Виктория в районе г. Джинджи через оз. Кьога и далее к рифтовой впадине дает начало Белому Нилу.

При заложении рифта оз. Альберт произошел разрыв эрозионной системы р. Конго и обезглавливание долин рек, стекающих сейчас с внешнего западного склона околорифтового горного поднятия. В результате р. Конго лишилась значительной части стока, равного по объему стоку верхнего отрезка Белого Нила. Широкие долины, расположенные на западном пологом плече Танганьикской системы рифтовых впадин, не соответствуют протекающим в их пределах сравнительно маловодным рекам. На западном борту рифта следы древних речных долин, верховья которых ранее находились в Уганде, прослеживаются на водоразделе в виде широких заболоченных понижений, слабый сток с которых поступает в короткие реки, впадающие с запада в оз. Альберт.

Еще первые исследователи Восточной Африки обратили внимание на то, что водоразделы к западу и юго-западу от оз. Альберт не представляют собой расчлененные горные хребты, а имеют ровную поверхность с очень слабыми уклонами. Последнее хорошо иллюстрирует водораздел между бассейнами двух крупнейших рек мира — Конго и Нила, который имеет крайне незначительную морфологическую выраженность. В данном случае сглаженный рельеф (с отметками более 1000 м) является результатом пологих тектонических деформаций, причем деформированные возвышенности еще не успели подвергнуться интенсивному эрозионному расчленению. Такое строение водоразделов позволяет сделать вывод о том, что ось пологого поднятия, отделяющего бассейн Нила, включая озера Альберт и Эдуард, от речной сети рифтовых впадин озер Киву и Танганьика, не связана с разломом, ограничивающим рифт, и отстоит от него к западу на 50 км (горы Митумба).

Миоценовый возраст самых древних осадков, выполняющих рифтовые впадины, свидетельствует об аналогичном возрасте рифтогенных структур. Рассмотренные выше речные системы и выработанные ими эрозионные поверхности должны соответственно иметь более древний возраст, поскольку они сформировались до начала рифтогенеза и сводообразования.

Некоторые выводы об эрозионной сети и тектонических процессах

Как показывают материалы, изложенные в этой главе, простейший рисунок эрозионной сети имеет древовидную конфигурацию. Подобный рисунок может быть модифицирован вследствие неодинаковой устойчивости различных толщ, слагающих тектонические структуры и подвергающихся избирательной эрозии, а также в результате активных тектонических движе-

ний — пологих дислокаций и сбросообразования. Тектонические процессы могут обуславливать широкий диапазон форм рельефа низких порядков, и поэтому они несомненно должны приниматься во внимание при разработке гипотез, касающихся перестроек речных систем. Вывод о тектонической предопределенности рисунка речной сети должен быть тщательно проконтролирован. Однако если другие гипотезы не позволяют объяснить характер строения эрозионных систем, а особенности их продольного профиля, истории формирования террас, ориентировки стока, а также закономерности размещения седловин и областей развития аллювиальных отложений позволяют сделать подобный вывод, мы вправе использовать данные анализа рисунка гидросети при реконструкции тектонических движений.

Совершенно очевидно, что большинство перестроек эрозионных систем можно датировать с той или иной степенью приближенности. В некоторых случаях такие перестройки имели место в глубокой древности. Так, основные эрозионные системы Восточной Африки заложились ранее сформированных в миоцене рифтогенных впадин. Также в миоцене образовалось оз. Георг, хотя оформление речной сети этого района Австралии происходило в более раннее время. К этому можно лишь добавить, что некоторые палеореки Западной Австралии, возможно, имеют мезозойский возраст и могли существовать до начала континентального дрейфа.

Конечно, множество перестроек речной сети имеют более молодой возраст. Однако на большей части поверхности суши главные речные системы существовали, очевидно, уже в третичное время; соответственно, многие тектонические перестройки эрозионных систем также имеют древнюю историю.

Долины крупнейших рек мира по своим особенностям строения и размерам существенно отличаются от речных долин, рассмотренных выше. Они обнаруживают связь с элементами глобальной тектоники и поэтому нуждаются в специальном рассмотрении.

ГИГАНТСКИЕ РЕКИ И ИХ ДЕЛЬТЫ

Реки могут быть отнесены к разряду гигантских на основании их значительной длины, площади бассейна, объема жидкого или твердого стока. Последние параметры не всегда удается определить достаточно строго, и поэтому классификация рек по интегральному показателю, включающему длину и площадь бассейна, более предпочтительна. Пятьдесят крупнейших рек мира имеют длину свыше 1000 км *. Эти реки дренируют 47 % площади континентов **, а пять самых крупных из них — Ама-

* Всего на Земле насчитывается 68 рек длиной более 1000 км.—
Прим. ред.

** Без Гренландии и Антарктиды.— *Прим. ред.*

зонка, Конго, Миссисипи, Нил, Енисей — 10 % *, причем площадь бассейна только одной Амазонки составляет 5 % от всей площади суши. Одиннадцать крупнейших рек выносят в океан 35 % взвешенных наносов [117].

По мнению П. Поттера [337], гигантским рекам до сих пор уделялось незаслуженно мало внимания, и поэтому многие связанные с ними и их историей проблемы изучены явно недостаточно. Аргументируя свой вывод, П. Поттер поставил следующие каверзные вопросы:

1. Каков геологический контроль гигантских рек?
2. Возможна ли связь гигантских рек с тектоникой плит?
3. Каковы взаимоотношения между бассейнами осадконакопления и принадлежащими им речными системами?
4. Существовали ли гигантские реки в прошлом? Может ли Амазонка считаться крупнейшей из всех когда-либо существовавших рек, или Гондвану и Пангею расчленили еще более грандиозные водотоки?

5. Какие условия обеспечивают длительное развитие гигантских речных систем и чем они отличаются от условий формирования относительно мало живущих крупных рек?

6. Что происходит в дальнейшем с древними речными системами? Могут ли их осадки сохраняться в палеодельтах или последние поглощаются в зонах субдукции?

Прежде чем попытаться ответить на эти вопросы, остановимся на некоторых примерах и представлениях о характере развития эрозионных систем, обратив особое внимание на взаимоотношения во времени тектонических и геоморфологических процессов.

Время образования речных систем определяется как момент, начиная с которого постоянно происходит эрозионное расчленение рассматриваемого региона устойчивыми (в плане) реками. Возраст рек определяется на основании даты последней регрессии моря, последнего крупного тектонического поднятия или коробления, таяния покровного оледенения или прекращения вулканических излияний, поскольку все эти явления определяют формирование или перестройку эрозионных систем.

Приведем примеры палеогеографических реконструкций. Н. Мак-Миллан [278] восстановил палеоречную систему, пересекавшую большую часть Канады, сток которой в третичное время был направлен в морской бассейн, расположенный между Гренландией и Канадой (рис. 145) **.

* Пять величайших рек мира по длине: Нил (6671 км), Амазонка (6437), Янцзы (6300), Миссисипи (5971), Маккензи (5472). По площади бассейна первенствуют Амазонка (7180 тыс. кв. км), Конго (3820), Миссисипи (3268), Ла-Плата с Параной (3100) и Обь (2990). — *Прим. ред.*

** Крупнейшим сохранившимся поныне (хотя и в частично перестроенной форме) фрагментом этой системы являются продолжающие одна другую реки Саскачеван—Нельсон, длина которых превышает протяженность Днепра и составляет 2574 км. — *Прим. ред.*

В развитии бассейна р. Колорадо И. Мак-Ки с соавторами [276] выделили пять продолжительных стадий: 1) регрессия вод мелового моря; 2) раннетретичные деформации и эрозия; 3) возобновление поднятий; 4) вулканизм и сбросообразование; 5) регрессивная эрозия в восточном направлении [276].

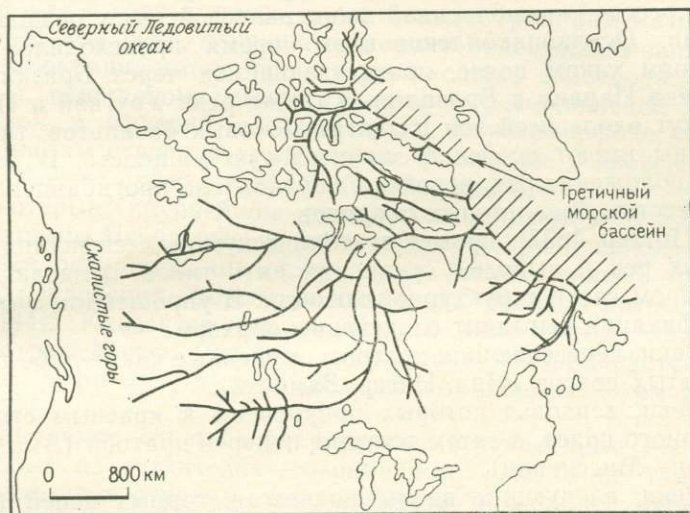


Рис. 145. Реконструкция третичной речной системы Восточной и Центральной Канады. По Н. Мак-Миллану [278]

Х. Мартин [283] реконструировал древнюю речную сеть Юго-Западной Африки, ориентированную широтно к современному Атлантическому побережью. Х. Мартин допускает при этом существование прото-Атлантического океана в позднепалеозойское время. Палеозойские речные долины, находившиеся на абсолютных высотах около 1000 м, в дальнейшем были заполнены ледниковыми отложениями пермско-каменноугольного возраста и более поздними базальтами, излияния которых, по-видимому, происходили при растяжении коры в процессе образования Атлантического океана. В настоящее время эти палеодолины откопаны и снова служат для стока.

Как показал Д. Свон [404], изучавший палеодолину Миссисипи, начиная с раннего карбона эта долина пересекала Североамериканский кратон в южном и юго-западном направлениях. Более того, положение речной системы контролировалось осью Миссисипского прогиба, заложившегося в позднем докембрии.

Х. Грэбарт [164] предполагал, что воздымание, общая денудация и эрозионное расчленение Бразильского щита происходят начиная с триасового или даже с более раннего времени. Речной сток первоначально имел радиальную ориентировку, причем большинство рек несло свои воды в Андийский геосин-

клинальный бассейн. Поднятие Анд в середине третичного времени обусловило образование р. Амазонки, текущей в восточном направлении, и р. Параны, несущей свои воды на юг и заложившей почти параллельно меридионально простирающимся Андам. Большая часть нижнего течения р. Амазонки, как показал В. де Резенде [100], контролируется грабеном или линейной депрессией, выполненной раннепалеозойскими осадочными толщами. Осадконакопление в это время происходило здесь в длинном узком поясе, протягивающемся через Бразильский щит. Река Парана в Бразилии, а также реки Уругвай и Парагвай текут вдоль осей зон развития меловых базальтов, там где эффузивы имеют особенно значительную мощность. В данном случае положение рек, вероятно, обусловлено прогибанием коры под тяжестью базальтовых покровов.

П. Поттер [337] провел тектоническую классификацию гигантских рек и выделил среди них пять типов, отличающихся характером своей структурной позиции. В упрощенном виде эта классификация выглядит следующим образом.

1. Реки, пересекающие кратоны, лишенные каких-либо горноскладчатых поясов (Нил, Нигер, Замбези).

2. Реки, верховья которых приурочены к краевым структурам горного пояса, а затем текущие поперек кратона (Амазонка, Миссури—Миссисипи).

3. Реки, следующие вдоль подножия горных цепей (Ганг, Маккензи, Парана).

4. Реки горных областей, согласные с их внутренней структурой (Меконг, Магдалена, Юкон, Брахмапутра, Иравади).

5. Реки, пересекающие горные цепи (Фрейзер, система рек Снэйк—Колумбия, Дунай).

Приведенная классификация в принципе очень похожа на классификацию тектонических условий локализации дельт, предложенную М. Аудли-Чарльзом, Дж. Курреем и Г. Эвансом [11], выделившими следующие их типы: а) шельф кратона и его затопленный край; б) краевая часть кратона, переходящая в океаническое дно; в) континентальное подножие горной цепи; г) океаническое подножие горной цепи; д) дельты западной части Тихого океана, соседствующие с основными дугами или окраинными морями.

Дельты, формирующиеся в перечисленных ситуациях, отличаются по характеру фундамента, а также литологическому составу и стратиграфии слагающих их осадков. Отнесение дельт к тому или иному типу позволяет расшифровать их палеогеографическую и палеотектоническую эволюцию и даже, как утверждали М. Аудли-Чарльз, Дж. Куррей и Г. Эванс, дает возможность предсказать тектонические особенности развития.

Рассматривая взаимоотношения гигантских рек, их дельт и тектоники плит, П. Поттер [337] отмечал, что 28 крупнейших рек мира текут в направлении «пассивных» («влекомых») окраин континентов или краевых морей. Лишь двадцать девять

тая по величине река (Колумбия) пересекает «активную» континентальную окраину. Двадцать пять крупнейших дельт также располагаются в пределах «пассивных» берегов. Вне зависимости от того, насколько реальная структура литосферы соответствует структурному каркасу выделяемых мобилистами литосферных плит, объективной закономерностью является асимметричное положение водоразделов на континентах, смещенных так же, как и горные пояса, к «активным» границам материков, в связи с чем реки, текущие в сторону «пассивных» континентальных окраин, имеют громадную площадь водосбора. Таким образом, в широком смысле характер и расположение речных бассейнов и артерий соответствуют мегагеоморфологическим особенностям строения континентов. Последние в свою очередь обнаруживают связь с глобальной тектоникой.

Некоторые крупнейшие реки контролируются рифтовыми структурами. Некоторые из этих структур, как предполагается, являются редуцированными рукавами (авлакогенами) тройных систем сочленения, формирующихся при распаде литосферных плит [44]. Классическими примерами такого рода являются долины рек Нигер, Рио-Гранде (которая контролируется миоценовым рифтом), Лимпопо (заложенная в мезозойском рифте) и др.

Попробуем ответить на вопросы, поставленные на с. 246. Некоторые из гигантских современных рек были таковыми очень длительное время, охватывающее, по крайней мере, весь кайнозой. Эти реки, очевидно, определенным образом связаны с тектоникой плит, хотя такая связь иногда может быть чисто случайной. Так, при росте горных поднятий по окраинам континентов реки должны стекать с них и объединяться в крупные водотоки, дренирующие низменности, т. е. в данном случае процесс образования краевых гор не являлся непосредственной причиной формирования гигантских рек. Некоторые из них имеют ориентировку, которая, по-видимому, существовала до распада суперконтинентов. Если это так, то вполне возможно, что Амазонка не всегда была крупнейшей рекой мира и уступала по величине рекам, дренировавшим в прошлом Гондвану и Пангею. Одной из таких рек могла быть, например, палео-Конго, которая начиналась в Кении и до образования Атлантики, вероятно, пересекала Южную Америку. Река Муррей могла начинаться в пределах существовавшей ранее к востоку от Австралии суши, а ее древняя долина, прослеживающаяся вплоть до залива Спенсер, в прошлом, возможно, пересекала большую часть Австралийско-Антарктического единого материка.

Дельтовые отложения таких гигантских рек, как Амазонка и Нигер, формируются и сохраняются в течение длительного периода времени. Сохранность таких крупных аккумулятивных тел обеспечивается положением дельт указанных рек на участках пассивного сочленения континентальной и океанической

кору, т. е. там, где процессы субдукции отсутствуют. Так как главные реки мира не выносят осадки в зоны субдукции, в настоящее время нет данных о роли последних в уничтожении дельтовых отложений.

Что же касается вопроса, почему одни речные системы отличаются длительным развитием, в то время как другие относительно эфемерны, то здесь можно высказать следующее предположение. Стабильность пространственной позиции крупных рек, вероятно, связана с их воздействием на изостатические процессы, которые в свою очередь определяют стабильность положения областей размыва и седиментации. В конечном счете крупные реки сами обуславливают свою стабильность с помощью механизма обратной связи. Эрозия в верховьях таких рек вызывает изостатические поднятия, в то время как их дельты изостатически погружаются. Таким образом, изостазия является тем механизмом, который определяет продолжительность жизни крупных рек. Однако даже если эрозионная деятельность может привести к изостатическим поднятиям, она все же не в состоянии вызвать развитие процессов спрединга и рифтогенеза или повлечь за собой формирование новой окраины континента и горных хребтов. Указанные процессы сами оказывают воздействие на пространственное размещение крупнейших рек и их дельт, причем нередко влекут за собой разрушение речных систем. Следовательно, крупнейшие современные речные системы не столько создавались, сколько разрушались при перемещении литосферных плит.

Проблема характера взаимодействия тектоники и рек в прошлом и настоящем остается одной из важнейших проблем геоморфологии и тектоники. Ее решение во многом будет зависеть от степени использования геоморфологической информации, которая все еще недостаточно учитывается при палеотектонических реконструкциях.

В складчатых породах различают сводообразные или выгнутые вверх складки, называемые антиклиналями, и прогнутые или обращенные вниз, именуемые синклиналями. Соответственно очень крупные сводообразные массы, которые могут состоять из множества относительно мелких складок, называются геоантиклиналями. Напротив, геосинклинали — это обращенные вниз складки или прогибы больших размеров.

Однако термин *геосинклиналь* имеет также обширную дополнительную смысловую нагрузку. Обычно подразумевается, что геосинклинали — это особого рода бассейны седиментации, в дальнейшем превращавшиеся в складчатые пояса, а затем в горные цепи. С поднятием геосинклинали связана простая идея аккумуляции осадков в некотором трого, который впоследствии сдавливался, причем выполняющие его осадки сминались в складки и выталкивались вверх. Геосинклинали — это относительно длинные и узкие осадочные бассейны, существовавшие в течение длительного времени, измеряемого геологическими периодами. Они должны быть ограничены континентальными массами, поскольку в них присутствуют осадки, материал которых снесен с суши. К числу классических примеров геосинклиналей относятся Каледонская геосинклиналь Британских островов, Аппалачская — Северной Америки и Тасманская — Австралии.

Концепция геосинклиналей, в последние годы пользовавшаяся общим признанием, начинает утрачивать популярность. Она и прежде вызывала разногласия в связи с наличием многих различных типов геосинклиналей. В настоящее время ранние идеи, связанные с геосинклиналями, подвергаются особенной критике.

Теперь более приняты определения *складчатый пояс* или *подвижный пояс*, имеющие почти одинаковый смысл. Однако понятие геосинклиналь имеет скорее палеогеографический оттенок, в меньшей мере присущий возникшим на месте геосинклинали орогенам (орогенным и складчатым поясам).

Обычно различают геосинклинали двух типов. Относительно мелководные миогеосинклинали заполнялись преимущественно континентальным обломочным материалом, впоследствии подвергавшимся не очень резким деформациям. В интенсивнее проседавших эвгеосинклиналях накапливались более мощные толщи осадков, часто с обильным включением вулканических продуктов. Эти толщи подвергались значительной деформации и интродурировались многочисленными магматическими телами.

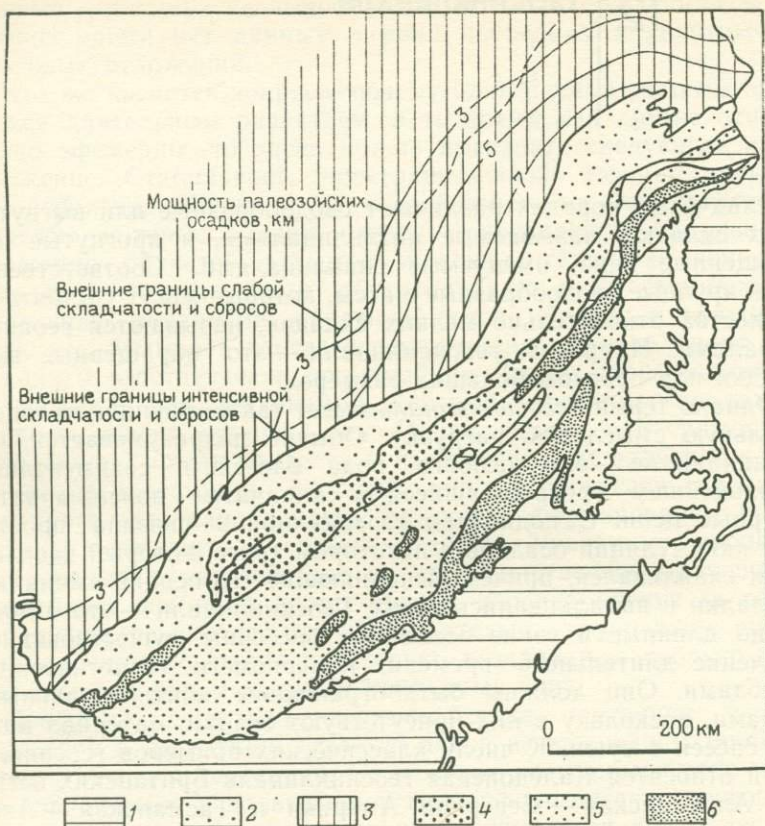


Рис. 146. Тектоническая карта южной части Аппалачских гор. По Д. Коксу и Г. Кокеу [76].

1 — мезозойские отложения; 2 — дислоцированные палеозойские миогеосинклинальные отложения большой мощности; 3 — маломощные палеозойские отложения на докембрийском основании; 4 — приподнятые докембрийские породы; 5, 6 — палеозойские и докембрийские эвгеосинклинальные отложения большой мощности с гранитами палеозоя (5 — амфиболитовая фация, 6 — зеленосланцевая фация)

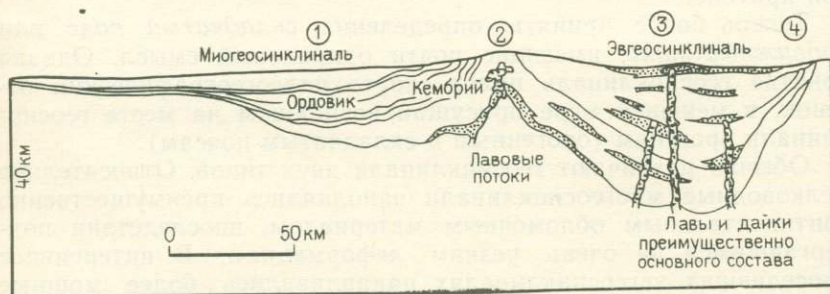


Рис. 147. Схематический разрез Аппалачской геосинклинали в восточной части Северной Америки (реставрация). По М. Кею [227].

1 — восточная часть штата Нью-Йорк; 2 — Южный Вермонт; 3 — Нью-Гемпшир; 4 — Мэн

Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные складчатые пояса во многих частях мира располагаются попарно, как это, например, имеет место в западной части США, а также в Аппалачах, в провинциях Канады — Британской Колумбии и Альберте.

На рис. 146 и 147 эти соотношения отображены для Аппалачей. В геосинклинали классического аппалачского типа различаются три главных элемента:

- 1) умеренно деформированная краевая миогеосинклинальная часть;
- 2) средняя зона почти непрерывного проявления гипербазитов (офиолитовая);
- 3) внешняя резко деформированная эвгеосинклиналь.

Однако в Альпах формирование эв- и миогеосинклинальной зон происходило неодновременно. Вначале заполнялась осадками эвгеосинклиналь. После деформации этих толщ и воздымания гор сносимый с последних обломочный материал начинал заполнять молассовый бассейн.

Вероятно, последняя крупная работа по геосинклиналям с традиционным подходом опубликована Ж. Обуэном в 1965 г. В ней предпринята попытка на конкретных примерах детализировать проблемы развития геосинклиналей во времени и пространстве, акцентировать внимание на формировании сдвоенных (эв- и мио-) геосинклиналей в определенной связи с тектоническим развитием горных цепей.

В дальнейшем геосинклинали рассматривались применительно к тектонике плит, на границах которых выделялись типы геосинклиналей, различающиеся по топографическим особенностям, сериям осадков и тектонической обстановке формирования. Выделяются несколько их разновидностей.

1. *Тихоокеанский тип* на границах конвергирующих плит, который в свою очередь подразделяется на *андийский подтип* с желобом, прилегающим к континенту, и *островодужный подтип*, в котором желоб параллелен дуге, но отделен от нее глубоководной террасой, тогда как позади дуги располагается относительно мелкое море.

2. *Атлантический тип* с аккумуляцией осадков у тылового края континента.

3. *Средиземноморский тип* с межконтинентальной седиментацией.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОСАДКИ

В первом описании Аппалачской геосинклинали в 1859 г. Дж. Холл подчеркивал присутствие в ней осадков мощностью в многие тысячи метров, отложившихся в мелководных условиях. Если бы осадки начали заполнять уже оформившийся бассейн, то вначале они должны были иметь глубоководный характер и лишь к концу заполнения геосинклинали в ней могли появиться мелководные отложения. Единственное возможное

объяснение присутствия мощной толщи исключительно мелководных осадков — погружение со скоростью, близкой к скорости седиментации. Вероятно, такое погружение фактически было обусловлено весом осадков.

Однако не все геосинклинали выполнены только мелководными осадками. Так, в геосинклинали южной части Новой Англии (Австралии) в течение большей части палеозоя отлагались глубоководные осадки и лишь в позднем карбоне и перми преобладала мелководная морская или континентальная обстановка [245]. В колонке кайнозойских осадков мощностью 4,7 км в прибрежной части моря у берегов Северо-Западной Австралии, которую можно рассматривать как современную геосинклиналь, установлены характерные изменения осадков. Палеоценовые отложения, представленные глубоководными осадками, сменяются морскими толщами умеренной глубины эоцена, а затем олигоцен-среднемиоценовыми отложениями внутреннего шельфа, тогда как со среднего миоцена и до сих пор здесь существуют рифовые условия [471]. Такая же тенденция к прогрессивному обмелению проявилась во всех молодых бассейнах Калифорнии. Эта тенденция достигла кульминации в среднем плейстоцене, когда осадки были смяты в складки, подняты над урезом воды и подверглись эрозии, причем верхнеплейстоценовые отложения залегают почти горизонтально на опрокинутых и срезанных более древних толщах.

Литература по геосинклиналям изобилует упоминаниями двух типов осадков — *флиша* и *молассы*. Оба термина возникли в Швейцарии. Флиш в Швейцарии состоит преимущественно из темных глинистых сланцев и алевролитов (обычно известковистых), слагающих тонкие слои, и прослоев граувакк с ритмической и градационной слоистостью, т. е. с постепенным уменьшением зернистости пород от подошвы пласта к его кровле.

Термин *граувакка* самопроизвольно «отвергает» все попытки как точного его определения, так и полного исключения из обихода. Грубо говоря, это темноокрашенный песчаник с обильной примесью глинистого материала, обломков пород, крупных обломочных зерен кварца и полевого шпата, а также хлорита. Слоистость может быть градационной. Материал для граувакк, очевидно, поступал из областей сноса, не подвергшихся глубокому химическому выветриванию.

Молассы в Швейцарии сложены главным образом конгломератами, известковистыми и аркозовыми песчаниками. В некоторые определения включена *посторогенная* природа молассы.

Необходимо отметить, что в прототипическом флише отсутствуют вулканические породы, а следовательно, этот термин непригоден для отложений эвгеосинклинали, как она определена М. Кеем [226] и в Словаре геологических терминов*.

* Есть русский перевод: Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1977.— *Прим. пер.*

подготовленном под руководством Американского Геологического института. Эвгеосинклиналь определяется как часть протяженной и узкой ортогеосинклинали с обильными вулканическими породами. Как отмечает И. Коббинг [65], термины *эвгеосинклиналь* и *миогеосинклиналь* автоматически воспринимаются большинством геологов как подразумевающие мощные серии соответственно преимущественно вулканических и преимущественно осадочных пород. Прототипическая моласса совершенно не похожа на пермские и триасовые красноцветные толщи Северной Америки, к которым это название часто применяют.

Ван дер Грахт в 1931 г. ввел в Северной Америке концепцию *орогенных фаций*. Флиш при этом был определен как *осадки, отложившиеся до главного пароксизма*, а моласса — как осадки, отложившиеся в течение или сразу же после крупного *диастрофизма*. В этих определениях подчеркивались ранние идеи непосредственной связи геосинклиналей, их осадков и орогенеза. При этом преобладало мнение, что орогенез осуществляется как *один большой импульс*; соответственно с этой идеей и была введена концепция орогенных фаций.

Позднее появились петрографические классификации геосинклинальных отложений, в которых некоторые типы пород оптимистически связывали с частями геосинклинального цикла, в свою очередь увязывающегося с геоморфологическим и тектоническим циклами. П. Кринин [248] подразделил геосинклинальные циклы на три стадии:

1) пенепленизация (или близгеосинклинальная стадия) с циклической седиментацией на флюктуирующей уплощенной поверхности после фазы интенсивного выветривания. Для этой стадии характерны кварциты первого цикла (гипергенные);

2) геосинклинальная стадия с бассейновым осадконакоплением, прерываемым локальными вертикальными движениями. Типичные отложения — граувакки;

3) постгеосинклинальная стадия с поднятием после смятия осадков в складки и интрузии в них магм. Типичные осадки — аркозы.

Моделью для этой последовательности были Аппалачи, однако в Альпах аркозы обнаруживаются во «флише» геосинклинальной стадии, а посторогенные молассы сложены преимущественно обломками пород.

Состав горных пород определяется очень многими факторами, и его трудно использовать в качестве индикатора геосинклинальных или тектонических соотношений.

Позднее в качестве палеогеографических индикаторов для оценки соотношений орогенеза и заполнения геосинклинали (поступление осадочного материала — скорость проседания) использовали осадочные текстуры, особенно косую слоистость и градационную слоистость отложений турбидитных потоков. Количество осадков и глубина бассейнов, однако, не всегда

прямо связаны, к тому же в некоторых глубоких бассейнах аккумулируется мало осадков.

В последние годы, особенно в связи с развитием концепции тектоники плит, важное значение начали придавать некоторым другим горным породам геосинклиналей. К их числу относятся офиолиты, более или менее измененные основные породы, предположительно вулканические, извергшиеся на океаническое дно в глубокой части геосинклинального трога или, возможно, являющиеся составной частью океанической коры. Полно представленная офиолитовая серия состоит из глубоководных осадков, подушечных лав, даек, габбро, перидотитов и других основных и ультраосновных пород. В связи с тем что изучение глубоководных офиолитов затруднительно, значительный упор был сделан на исследование более доступных их аналогов на суше.

Важное значение офиолитам придается на основании предположения о том, что они фиксируют зоны столкновения плит. Действительно, многие швы на границах крупных тектонических единиц маркируются серпентинитовыми поясами (метаморфизованными офиолитами). Узкие зоны офиолитов в Альпийско-Гималайском горном поясе интерпретируются некоторыми исследователями как пластинчатые осколки океанической коры и мантии. Предполагается, что они фиксируют линии, по которым происходило столкновение континентов. Аналогичные узкие офиолитовые зоны приурочены к Уральскому и Аппалачско-Каледонскому горным поясам, расположенным внутри древнего суперконтинента Панген. Полагают, что они отвечают исчезнувшим океанам. Подобная интерпретация впервые была сделана для Урала. Он рассматривается как территория, на которой происходило раздвижение морского дна. Затем этот морской бассейн исчез при столкновении континентов, и от бывшего морского дна сохранились лишь следы в виде офиолитового пояса.

Другой тип пород, которому теперь придается важное значение,— это меланжи, хаотические скопления мегабрекчий. Среди них различают две разновидности — тектонический меланж и осадочный меланж, или олистостром. Обе разновидности обнаруживаются на внешней стороне глубоководной террасы, и, по-видимому, меланжи обусловлены поддвиговыми тектоническими движениями на границах конвергирующих плит.

Олистостромы — осадочные горизонты, включающие многочисленные блоки экзотических и преимущественно осадочных пород в тонкозернистой связующей массе. Они возникают при гравитационном скольжении по таким склонам рельефа, как борт геосинклинального прогиба или желоба. Олистостромы — это пластообразные отложения крупных оползней, которые лишены каких-либо прямых признаков образования в результате субдукции. Тем не менее некоторые образования этого рода приписывают субдукции (нижнепалеозойский меланж Данейдж

в Ньюфаундленде и позднедокембрийский меланж Гуне в графстве Англси, Великобритания).

В тектонических меланжах перемешанные блоки пород находятся в интенсивно рассланцованном матриксе состава глинистого сланца. Блоки в них бывают очень крупные, протяженностью до нескольких сотен метров. В таких блоках могут быть представлены чрезвычайно различные породы — кремнистые, глаукофановые сланцы, граувакки и базальты.

Если осадочный олистостром подвергнется рассланцеванию, то его трудно будет отличить от тектонического меланжа, так что их определения, основанные на текстурном признаке, оказываются иногда простым допущением. Поэтому некоторые исследователи предпочитают использовать термин *меланж* лишь в общем виде как описательный, не предопределяя способ происхождения породы.

Тектоническая природа меланжа неоднозначна, он может возникать и в результате подводного оползня, и вследствие тектонического соскабливания осадков и скальных пород океанического ложа с верха субдуктирующей плиты. Часто меланжи ассоциируют с подушечными лавами, серпентинитами и кремнистыми породами; они подобны, вероятно, отложениям днища желобов. В некоторых случаях они также встречаются совместно с глаукофановыми (синими) сланцами (см. с. 136). Последние — индикаторы метаморфизма, осуществляющегося при высоких давлениях и низких температурах. Такие условия как раз возможны в кровле субдуктирующей плиты, где давления велики, а температуры сравнительно низки из-за близости всей системы к земной поверхности. Следовательно, ассоциация меланжа с синими сланцами может свидетельствовать о своей былой принадлежности к зоне субдукции.

ИСТОЧНИК ОСАДОЧНОГО ЗАПОЛНЕНИЯ

Путем изучения осадочных пород, выполняющих геосинклиналь, можно определить направление сноса вещества. Во многих геосинклиналих совершенно неожиданно было установлено, что материал поступал со стороны, с которой в настоящее время вообще нет континента. Заполняющие такие геосинклинали осадки имели континентальное происхождение и не могли поступать с морского дна, если даже последнее было приподнято. Так, например, мощность многих толщ кластических осадков в Аппалачской геосинклинали возрастает в восточном направлении. Вместе с тем в том же направлении увеличивается грубозернистость осадков ордовикского, силурийского и девонского возраста в различных частях восточных штатов США. Для объяснения выявленных соотношений предполагалось былое существование континента Аппалачии. В 1856 г. Д. Дана писал: «Существование Амазонии или некоторого другого континента на месте Атлантики в силуре, девоне или карбоне —

это настолько сумасбродная гипотеза, что она достойна лишь снисхождения».

Теперь мы знаем, что такой «Атлантический континент» в действительности мог быть Европой и Африкой до начала дрейфа континентов, создавшего Атлантический океан. Сходным образом Тасманская геосинклиналь восточной части Австралии была заполнена с востока — из области, ныне составляющей часть Тихого океана. Однако источником сноса служила былая континентальная область, сейчас представленная отдельными фрагментами — поднятием, увенчанным небольшим островом Лорд-Хау и крупными островными массивами Новой Зеландии, Новой Гвинеи и Новой Каледонии.

П. Исааксон [204] утверждал, что в девонское время в центральной части Анд осадки поступали с запада: «Только один объем осадочного обломочного материала, поступившего из западной континентальной области сноса в боливийскую часть бассейна, позволяет предполагать, что в западной части Южной Америки существовали более обширные, чем сейчас, континентальные территории. Присутствие обильной обломочной слюды в осадках свидетельствует, что в области сноса были развиты слюдяные породы, маловероятные в океанической коре». С. Кэри [52] предполагает, что источником сноса палеозойских осадков как Андийской, так и Австралийской геосинклиналей была суша, располагавшаяся восточнее и север-восточнее Австралии и ныне фрагментированная.

СКЛАДЧАТОСТЬ В ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ

В настоящее время геосинклинальные толщи смяты в складки и некоторые из них слагают горные регионы. Поэтому большинство концепций горообразования, особенно в период до появления тектоники плит, так или иначе увязывали его с геосинклиналями. В простейшей форме прежние идеи сводились к представлению о существовании геосинклинального бассейна в течение нескольких геологических периодов, вслед за чем происходило сжатие накопившихся в нем осадков с образованием складчатости и поднятием гор.

В связи с изложенными представлениями ряд особенностей геосинклиналей нуждается в дальнейшем обсуждении. Прежде всего — это сама складчатость горных пород. Геосинклинали отнюдь не просто заполнялись, а затем сминались в складки. В действительности в их развитии проявлялись многие периоды складчатости, эрозии и дальнейшего отложения осадков. Складчатость возникала не только в конечный период жизни геосинклинали, но часто сопровождала седиментацию. Единичным конечным актом сжатия не удается объяснить наблюдающуюся складчатость.

Расположение длинных осей складок, грубо параллельное вытянутости геосинклинали, можно объяснять как сжатием зем-

ной коры, так и соскальзыванием осадков по склонам геосинклинального бассейна. Изучение таких складок часто позволяет определить направление движения; оказалось, что некоторые осадки перемещались к центру геосинклинали. Для складчатости такого рода был предложен термин *синтафральная тектоника*, и посвященный этой проблеме симпозиум выявил многочисленные доказательства широкого проявления гравитационного оползания в геосинклиналях [51].

Чаще, однако, складки обращены вершинами в сторону от оси геосинклинали. Создается впечатление, что содержимое геосинклинали сталкивалось в направлении форланда, и для такого рода структур было дано название *форландовой складчатости*. В соответствии с ранними представлениями геосинклиналь сдавливалась как в тисках, и осадки выжимались, образуя форландовые складки. Существовали некоторые сомнения по поводу подобного механизма, посредством которого, казалось бы, складчатость должна быть симметрична относительно оси геосинклинали, тогда как в действительности складчатые пояса обычно весьма асимметричны.

Страна геосинклинали, примыкающая к континенту, обычно хорошо сохраняется, и здесь обнаруживается, что осадочные слои выпадают из разреза по мере движения через континентальный форланд. Другая сторона геосинклинали часто настолько сильно деформирована или перекрыта более молодыми породами, что природа ее в период седиментации остается неясной.

Для западной части Америки в рамках тектоники плит предполагается, что осадки глубоководного желоба, прилегающего к островным дугам, были надвинуты в сторону континента, «размазаны» по внутренней стенке желоба и в конечном счете обнажились как «геосинклинальные» отложения. Однако трудно представить, чтобы слабоконсолидированные осадки заполнения желоба обладали прочностью, достаточной для образования резких складок по всему крутому склону желоба высотой обычно 500—1500 м и с наклоном более 15—20°.

Некоторые геосинклинали, видимо, пережили инверсию в результате вертикальных движений, при которых в центре происходило поднятие измененных и метаморфизованных пород, в конечном счете обнажающихся в виде «корневой зоны», тогда как отложения верхних уровней соскальзывали с поднятой области с образованием форландовых складок по механизму гравитационной тектоники. Однако и эта концепция не лучше других с точки зрения отсутствия симметрии геосинклиналей.

Как синтафральная, так и форландовая складчатость геосинклиналей не обязательно должна быть связана со сжатием. Не обязательна и связь геосинклинальной складчатости с поднятиями ранга горных сооружений. Наоборот, часто складчатость не имеет никакого отношения к поднятиям или горным сооружениям. Развитие многих геосинклиналей завершилось

в форме поясов седиментации, в которых проявлялась складчатость, свойственная равнинам, а не горным цепям. В дальнейшем на том же месте могли подниматься горы, но это была уже совершенно новая фаза тектогенеза.

МЕТАМОРФИЗМ И ИНТРУЗИИ

По мере заполнения осадками геосинклиналь постепенно проседает, вероятно, под нагрузкой самих осадков; в конечном счете мощность отложений достигает нескольких километров. На рассматриваемой стадии дно геосинклинали может достигать уровня высоких температур и давлений, в результате чего здесь должны проявляться метаморфизм и гранитизация. Образующиеся гранитные магмы, будучи легче окружающих пород, могут подобно диапирам подниматься сквозь геосинклинальные толщи в виде отдельных плутонов.

Такой процесс, очевидно, мог проявляться лишь на весьма поздней стадии эволюции геосинклинали, когда в ней аккумуляровались мощные толщи осадков. К этому моменту природа геосинклинали изменяется, что сказывается на характере тектонических движений, плотности пород, их прочности и т. д. Очевидно, именно данная стадия знаменует конец активизации геосинклинали. Нет никакой необходимости связывать между собой становление гранитов и горообразование. Формирование гранитов не обязательно сопровождается изменением объема, оно может протекать как простое ультраметаморфическое превращение в осадочном комплексе с образованием фазы, более приспособленной к господствующим условиям давления и температуры при сохранении объема вещества. Казалось бы, в миогеосинклиналях, сложенных осадками континентального происхождения, гранитообразование должно проявляться интенсивнее. Однако оно в действительности гораздо чаще происходит в вулканогенных толщах эвгеосинклиналей. Вероятно, это связано с большим погружением эвгеосинклиналей, толщи которых попадали в более разогретую зону.

Погребение мощной толщи осадков с достаточной скоростью приводит к образованию метаморфических поясов. Саморазогревание и поступление тепла снизу непременно приводит к частичному плавлению и региональному метаморфизму. Последний, по-видимому, осуществляется при любой позиции геосинклиналей — будь то зоны субдукции либо другие близкие обстановки сжатия в духе тектоники плит, или же зоны глубокого погребения нижних частей геосинклинальных призм. Сам по себе метаморфизм обычно не позволяет распознавать обстановку его проявления. Исключение составляет глаукофан-сланцевый метаморфизм, проявляющийся при градиентах давления, преобладающих над градиентами температуры, т. е. при соотношениях, невозможных для простого погребения геосинклинальных толщ.

СОВРЕМЕННЫЕ АНАЛОГИ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Среди современных бассейнов можно предположительно выделить аналоги геосинклиналей. К их числу относится, например, область осадконакопления у восточного побережья Северной Америки (рис. 148). Наиболее близкая к берегу зона представляет собой бассейн, эквивалентный миогеосинклинали.

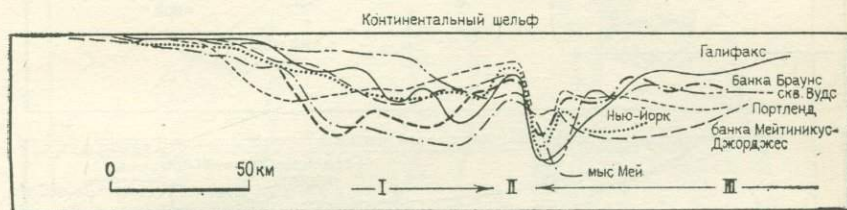


Рис. 148. Атлантическая окраина Северной Америки как современный аналог геосинклинали. По Б. Хизену и К. Дрейку [182].

Рекомендуется сравнить данный рисунок с рис. 147 — с разрезом Аппалачской геосинклинали

Примыкающий к ней глубоководный желоб заполняется преимущественно отложениями турбидитных потоков. Эти осадки рассматриваются как аналоги отложений эвгеосинклинали, хотя в них отсутствует вулканогенный материал.

Самостоятельная актуалистическая модель геосинклинали предложена Р. Дитцем [107], который предположил, что клинья осадков континентальной террасы (шельфа) — это формации современных миогеосинклиналей, а располагающиеся у подножия материкового склона призмы осадков — формации современных эвгеосинклиналей. Совместно эти структурные единицы образуют двучленную геоструктуру. В результате надвиговых движений, вследствие раздвигания морского дна, осадки подножия континента, возможно, превращаются в дислоцированные складки в эвгеосинклинальных толщах. Схематически эти соотношения отображены на рис. 149. Следует, однако, заметить, что модель Р. Дитца имеет отношения не к системам островных дуг и глубоководных желобов, а, вероятно, к тыловым окраинам континентов.

Если бы континентальные окраины атлантического типа действительно были аналогами геосинклиналей, можно было бы ожидать их выявления в домезозойских геоструктурах. Некоторые предположения на этот счет высказывались, но все они недостаточно обоснованы [383].

Другие вероятные современные аналоги невулканических геосинклиналей — осадочные бассейны Калифорнии. В них присутствуют мощные толщи морских отложений: в Лос-Анжелесском бассейне 12 000 м, в бассейне Вентура — 11 000 м (глины),

в бассейне Сан-Хоакин 6000 м (миоценовые и плиоценовые отложения, перекрытые 300-метровой толщей континентальных плейстоценовых отложений).

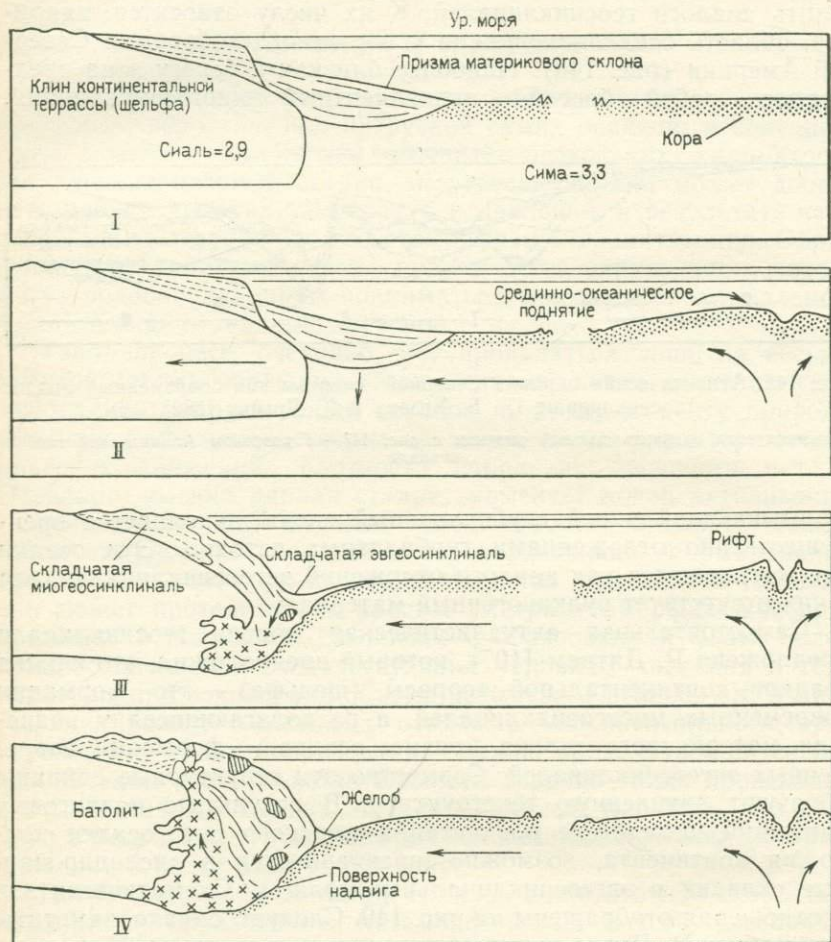


Рис. 149. Шельф и материковый склон как аналоги мио- и эвгеосинклинали в модели тектоники плит. По Р. Дитцу [107].

I — фаза геосинклинальной аккумуляции (конвекция отсутствует); II — фаза геосинклинальной аккумуляции (сима взаимодействует с сиалем; дрейф континентов); III — орогенная фаза (поддвижение сима под континент); IV — позднеорогенная фаза (плутонизм)

Современный глубоководный конус выноса в Бенгальском заливе рассматривается Дж. Курреем и Д. Муром [87] как верхняя 4-километровая толща геосинклинальных осадков, аккумуляровавшихся в этом заливе (рис. 150). Бенгальский конус

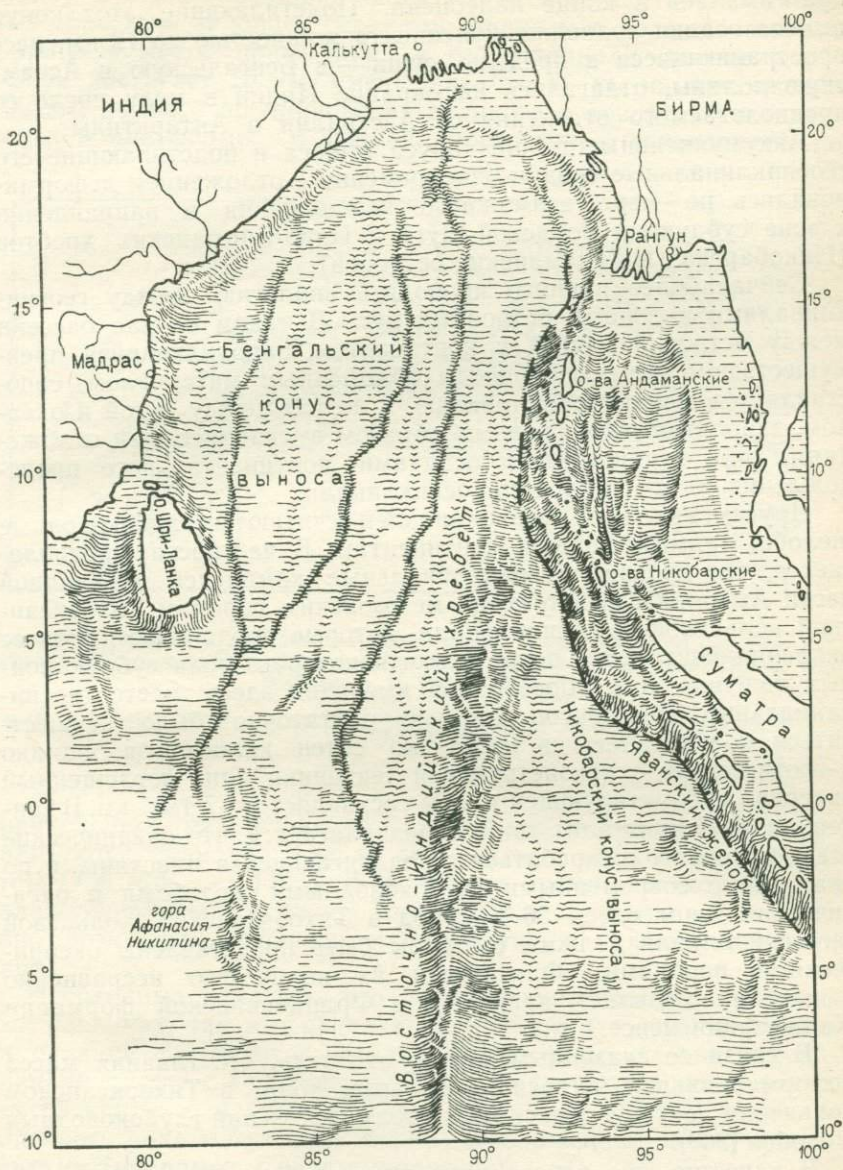


Рис. 150. Бенгальский конус выноса — возможный современный аналог геосинклинали. По Дж. Куррею и Д. Муру [87]

выноса образовался после предполагаемого столкновения Индии и Азии и после произошедшего вслед за этим поднятия пра-Гималаев в конце палеоцена. Подстилающие этот конус выноса осадки подножия континента мощностью до 12 км, распространяющиеся в пределы суши — в Бенгальскую и Ассамскую долины, отлагались на окраине Индии в мелу после ее предполагаемого отделения от Австралии и Антарктиды.

Аккумулятивные толщи конуса выноса и подстилающие его геосинклинальные осадки одновременно с отложением деформировались по мере возможного перемещения в направлении к зоне субдукции Зондской дуги и Индо-Бирманских хребтов (Никобарских и Андаманских островов).

Сейчас более принято проводить аналогию между геосинклиналями и зонами островных дуг. В таком случае бассейн между островной дугой и континентом, заполняющийся преимущественно континентальным обломочным материалом, сопоставляется с миогеосинклиналью, а желоб между дугой и океаном, заполняющийся главным образом вулканическими отложениями или турбидитными осадками континентального происхождения, уподобляется эвгеосинклинали.

Другим аналогом геосинклиналей считаются глубоководные желоба, примыкающие к континентам. В частности, предполагается, что древние геосинклинальные комплексы в западной части Америки соответствуют мезозойским породам Тихоокеанской кольцевой эвгеосинклинали, которые продолжают процесс аккреции континента посредством некоторого рода субдукционных явлений. Для образования имеющих здесь место геосинклинальных комплексов осадков достаточно было осуществиться поддвиганию на несколько сотен километров, однако в соответствии с реконструкцией тектоники плит поглощенный интервал субдуктирующей плиты составляет 5—7 тыс. км. В концепции тектоники плит также предполагается, что океанические осадки должны соскребаться с поддвигающейся пластины, и по аналогии с современными глубоководными желобами и океаническим дном около 30 % пород в Тихоокеанской кольцевой эвгеосинклинали должны были бы быть представлены океаническими породами. Фактически их количество несравненно меньше и составляет, например, в Францисканской формации Калифорнии менее 1 %.

В связи со сказанным можно отметить, что главная масса деформированных эвгеосинклинальных толщ в Тихоокеанском кольцевом поясе не относится к числу отложений глубоководных желобов [363].

В качестве еще одного возможного типа геосинклинальных структур в концепции тектоники плит рассматриваются авлакогены. Последние считаются ветвями — «недорасколами», исходящими из точки сочленения трех плит (с. 115). Авлакогены — это трог, линейные прогибы, пересекающие стабильные регионы и заполненные осадками и вулканитами. Авлакоген Ата-

пускоу в северо-западной части Канадского щита, ограниченный сбросами, заполнен осадками мощностью более 11 км. Его ширина в месте примыкания к геосинклинали залива Коронейши достигает 70 км, уменьшаясь до 20 км на протяжении 200 км, по мере проникновения авлакогена вовнутрь континентальной платформы. В данной геоструктуре установлено, по

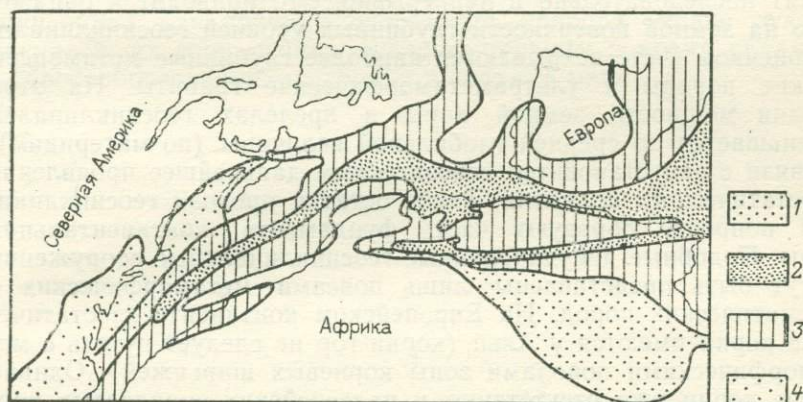


Рис. 151. Предполагаемая реконструкция Северо-Атлантического бассейна как внутриконтинентальной геосинклинали позднелейасового времени. По Ф. Ван Хоугену и Р. Броуну [433].

Фации: 1 — эвапоритовые, 2 — глубоководные морские, 3 — мелководные морские, 4 — обломочные

крайней мере, пять периодов базальтоидного вулканизма, и локализируются гранодиоритовые лакколиты с абсолютным возрастом 1750 млн. лет [383]. В настоящее время рассматриваемая авлакогенная геосинклинали представлена орогенным поясом, явно возникшим независимо от субдукции или столкновения плит.

Необходимо отметить, что седиментация как на прибрежных равнинах, так и в пределах островных дуг осуществляется на окраине континентов, однако многие классические геосинклинали вместе с тем формировались в трогах, расположенных внутри континентальных массивов (рис. 151). Другим аналогом подобного рода могут быть моря, расположенные между континентами (например, Средиземное море).

ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ГОРЫ

У молодых горных цепей, предположительно образовавшихся за счет геосинклиналиных осадков, имеются глубокие корни. Последние фиксируются отрицательными аномалиями

силы тяжести, а также сейсмическими эффектами, свидетельствующими о том, что основание земной коры под горными цепями располагается, вероятно, на глубине 60 км, тогда как нормальная мощность континентальной коры составляет около 30 км. По мере того как горы разрушаются, происходит изостатическое воздымание горных цепей, обеспечивающее дальнейшую эрозию. Такой подъем и сопутствующая эрозия происходят последовательно и непрерывно. Это приводит к обнажению на земной поверхности глубинных уровней геосинклинали; в конечном счете вскрываются наиболее глубинные метаморфические породы и ультраметаморфические граниты. На этой стадии мощность земной коры в пределах геосинклиналей уменьшается до средней глобальной величины (по материкам), в связи с чем становится невозможным дальнейшее проявление изостатического поднятия. Такие остатки древних геосинклиналей попросту образуют часть фундамента континентальной коры. Подобные денудированные геосинклинальные сооружения могут быть представлены лишь поясами метаморфических и магматических пород. На Европейском континенте изостатические корни имеются у Альп (корни гор не следует путать с метаморфическими породами зоны корневых шарьяжей). Однако такие корни уже отсутствуют у палеозойских складчатых поясов Европы.

Щиты сложены поясами метаморфических и магматических пород различного возраста. Предполагается, что каждый такой пояс может соответствовать самостоятельной орогении и что породы в нем претерпевали геосинклинальную эволюцию, рассмотренную выше.

В заключение данной главы полезно обратиться к представлению основоположника концепции геосинклиналей Дж. Холла. В течение многих лет он изучал Аппалачский регион и лишь затем выдвинул свою идею насчет того, что Аппалачи сформировались с участием осадков, длительно аккумуляировавшихся в мелких морях. В представленных там песчаниках, известняках и гравелитах присутствуют окаменелости и текстуры, подобные волноприбойным знакам, которые свидетельствуют о мелководном происхождении осадков. Большая мощность осадочных толщ (до 12 000 м) связана с тем, что седиментация сопровождалась проседанием бассейна. В направлении к краевым частям древнего трога устанавливается постепенное уменьшение мощности отложений. Дж. Холл также показал, что проседание геосинклинального Аппалачского трога сопровождалось складкообразованием и возникновением разрывных нарушений. Некоторые из его современников считали, что в теории горообразования Дж. Холла для самих-то гор и не осталось места. Однако Дж. Холл предполагал, что горы как орографическое явление возникали на поздней стадии в результате эрозии смятых в складки и разбитых разломами осадочных толщ, поднятых при общем воздымании континентов.

По мнению И. Спенсера [389], концепция Дж. Холла никогда не имела широкого применения, однако многие приведенные в этой книге примеры позволяют считать, что взгляды пионера теории геосинклиналей Дж. Холла во многом были ближе к истине, чем представления многих его последователей.

В целом справедливость первоначальной концепции Дж. Холла бесспорна; однако в настоящее время продолжают вызывать горячие дискуссии такие проблемы, связанные с этой концепцией, как причины проседания, природа окраин геосинклиналей, их современные аналоги, причины и время складки и сбросообразования, внедрения и подъема магм.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Азиатское побережье Тихого океана выделяется островными дугами, расположенными на некотором расстоянии от берега (рис. 152). Они прослеживаются от Алеутских островов (на севере) до архипелагов Кермадек и Тонга (на юге). Кроме того, они встречаются в Индийском (Индонезийская дуга) и Атлантическом (дуга Скотия, Карибская дуга) океанах. Островные дуги имеют чрезвычайно важное значение в современных геотектонических концепциях, несравнимое по масштабу с той площадью, которую они занимают. Это заставляет более детально остановиться на рассмотрении особенностей их рельефа и тектонического строения. Попутно будет осуществлен комплексный анализ многих аспектов глобальной структуры, гравитационного поля, сейсмической активности и вулканизма, освещенных нами в предыдущих главах.

Большинство подобных структур дугообразной конфигурации образуют на поверхности земного шара небольшие отрезки окружностей, радиус которых равен примерно 3000 км. Однако некоторые из них, например поднятие Кермадек-Тонга и параллельный ему глубоководный желоб, почти строго прямолинейны. Такие структуры обладают многими общими чертами с островными дугами и относятся отдельными исследователями к *прямолинейным дугам*.

В тылу одних островных дуг располагаются континенты (Японская дуга), других — океаническое дно (дуга Скотия), третьи переходят по простиранию в складчатые пояса Кордильерского типа (Алеутская дуга), четвертые, по-видимому, повернуты своими вогнутыми частями навстречу друг другу (Филиппины). В большинстве случаев островные дуги обращены выпуклостью к востоку и лишь некоторые из них ориентированы в противоположном направлении (Индонезия, Новые Гебриды). Глубоководные желоба могут располагаться параллельно-кулисообразно (Филиппинский и Марианский желоба), причем в этой ситуации они искривлены в одну и ту же сторону.

Рельеф фронтальных частей островных дуг обычно формируется в условиях тектонического поднятия, а тыловых — в процессе опускания. На дугообразном о-ве Новая Британия, например, поднятие юго-восточного фронта дуги отражается серией выведенных над уровнем моря коралловых террас, а опускание противоположной краевой зоны фиксируется погружающимися под уровень моря потухшими вулканами и затопленным побе-

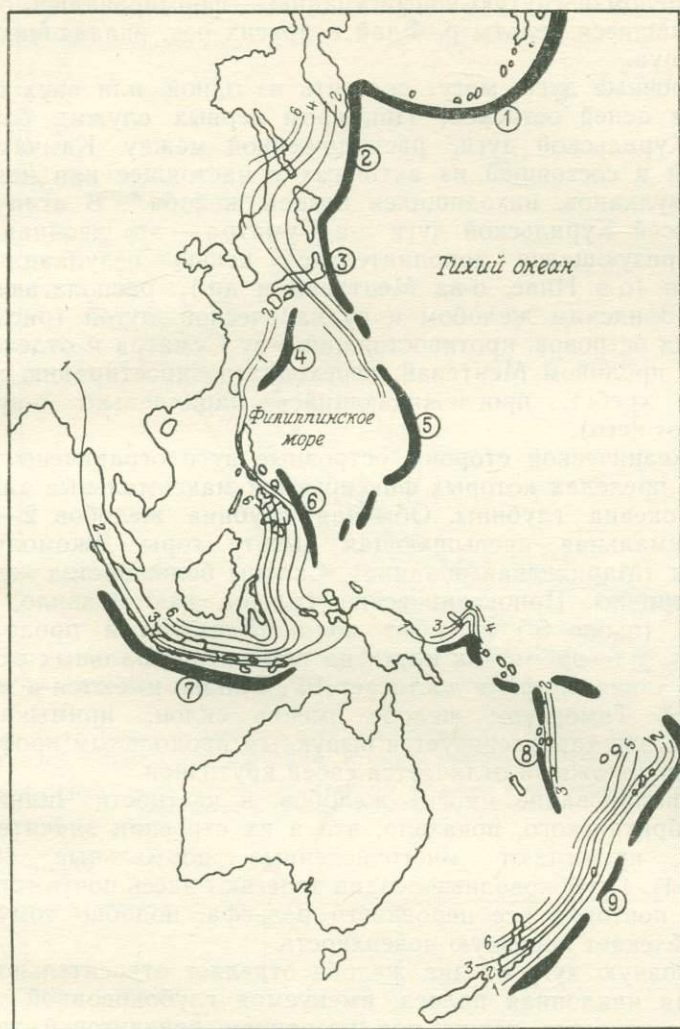


Рис. 152. Глубоководные желоба и зоны Бенъофа западной части Тихого океана. По А. Рингвуду, с изменениями [350].

Цифры означают положение зоны Бенъофа на глубине в сотнях километров. Желоба: 1 — Алеутский; 2 — Курило-Камчатский; 3 — Японский; 4 — Нансей-Шото; 5 — Марианский; 6 — Филиппинский; 7 — Яванский; 8 — Северный Ново-Гейбридский; 9 — Кермадек-Тонга

режем. Подобным же образом на северной, выпуклой стороне о-ва Новая Гвинея в плиоцен-четвертичное время произошло поднятие прибрежных хребтов, в то время как на южной, имеющей в целом вогнутую конфигурацию,— формировались обширные слившиеся дельты р. Флай и других рек, впадающих в залив Папуа.

Островные дуги могут состоять из одной или двух параллельных цепей островов. Примером первых служит большая часть Курильской дуги, расположенной между Камчаткой и Японией и состоящей из активных в настоящее или недавнее время вулканов, находящихся позади желоба*. В отличие от почти всей Курильской дуги о-в Суматра — это двойная дуга, характеризующаяся дополнительной цепью невулканических островов (о-в Ниас, о-ва Ментавай и др.), располагающихся между Зондским желобом и вулканической дугой (рис. 153). Этот ряд островов, противостоящий о-ву Суматра и отделенный от него проливом Ментавай, переходит по простирацию в подводный хребет, прослеживающийся параллельно о-ву Ява (к югу от него).

С океанической стороны островные дуги ограничены желобами, в пределах которых фиксируются максимальные для Мирового океана глубины. Обычная глубина желобов 2—8 км, а максимальная, превышающая высоту горы Джомолунгма, 11 022 м (Марианская впадина). Склоны большинства желобов асимметричны. Приокеанические склоны, как правило, более пологие (около 5°) и имеют волнисто-выпуклый продольный профиль, в то время как крутизна приконтинентальных склонов по всей длине профиля достигает 10°. Однако имеются и исключения. В Тиморском желобе именно склон, примыкающий к Австралии, характеризуется выпуклым продольным профилем, а противоположный отличается своей крутизной.

Профилирование многих желобов, в частности Чилийского и Новобританского, показало, что в их строении значительное участие принимают многочисленные нормальные сбросы (рис. 154). Глубоководные осадки залегают здесь почти горизонтально, повторяя все неровности рельефа, подобно тому, как ткань облекает неровную поверхность.

Островную дугу от дна желоба отделяет относительно мелководная наклонная полоса, именуемая глубоководной террасой. Она известна также под названием преддуговой зоны и имеет важное значение в плитотектонических построениях, так как именно здесь наиболее ярко проявляются процессы субдукции и другие формы взаимодействия литосферных плит.

Островные дуги, ограничивающие континентальные массивы, отделены от них относительно мелководными морскими бассейнами, именуемыми окраинными морями (например, Япон-

* В своей крайней юго-западной части Курильская островная дуга представляет собой отчетливое двойное образование.— *Прим. ред.*

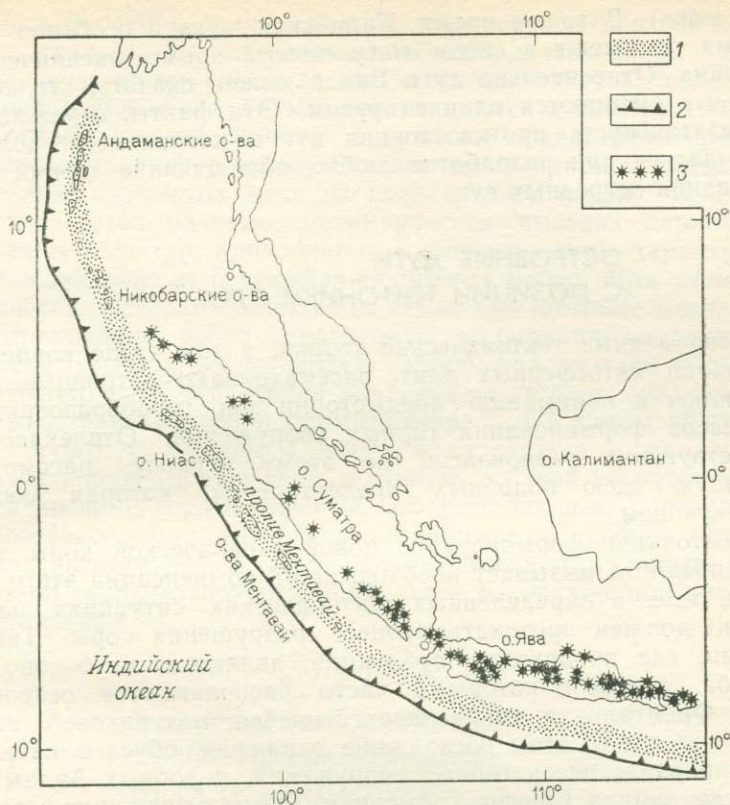


Рис. 153. Дуга Банда — двойная дуга, состоящая из внешней островной дуги, сложенной осадочными породами, и внутренней — вулканической дуги.

1 — внешняя дуга; 2 — ось желоба; 3 — вулканы, активные в настоящее время или действовавшие в течение четвертичного периода

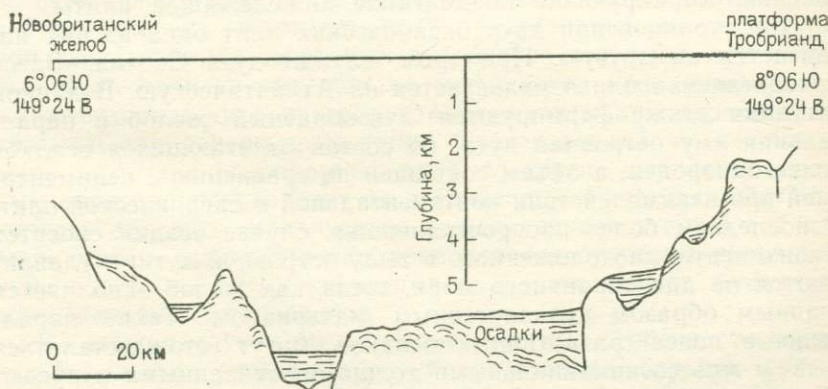


Рис. 154. Сейсмопрофиль через Ново-Британский желоб, Папуа — Новая Гвинея. По Д. Финлейсону [142]

ское море). В то же время Карибская дуга и особенно дуга Скотия не имеют в своем тылу ничего, кроме океанического бассейна. Относительно дуги Банда можно сказать, что концы ее почти смыкаются один с другим. Эти факты, отражающие необязательность противостояния дуг и континентов, должны учитываться при разработке любых обобщающих теорий формирования островных дуг.

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ С ПОЗИЦИИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

Современные тектонические теории, в том числе концепция тектоники литосферных плит, рассматривают островные дуги, как ключ к пониманию предыстории зон горообразования и процессов формирования горных сооружений. Отвлекаясь от существующих разногласий по этому вопросу, рассмотрим основную идею подобных представлений, которая состоит в следующем.

Постоянное формирование новой океанической коры в зонах спрединга вызывает необходимость компенсации этого процесса, т. е. в определенных тектонических ситуациях параллельно должен протекать процесс разрушения коры. Такими зонами, где происходит субдукция, являются глубоководные желоба, рядом с которыми часто располагаются островные дуги. Фронтальная часть надвигающейся материковой плиты испытывает при этом восходящие движения, обуславливающие формирование здесь горных сооружений, подобных Андам или хребтам запада Северной Америки. Иным выражением деформаций фронта надвигающейся плиты являются островные дуги. В том и другом случае происходят аккумуляция продуктов вулканических извержений на деформированной поверхности вышележащей плиты (позади зоны субдукции) и сейсмические явления, маркирующие поддвижение нижележащей плиты.

При столкновении двух океанических плит одна из них надвигается на другую. Примером служит дуга Скотия. Здесь Тихоокеанская плита надвигается на Атлантическую. В данной ситуации также формируются дугообразный желоб и параллельная ему островная дуга, но состав отлагающихся осадков более однороден, а объем сокращен по сравнению с седиментацией при взаимодействии континентальной и океанической плит. В последнем более распространенном случае осадки сносятся с континента, расположенного в тылу островной дуги, и улавливаются на дне окраинного моря, тогда как желоб заполняется главным образом вулканогенным материалом. Такие параллельные пояса разнотипных осадков могут отождествляться с эв- и многоэосинклинальными толщами, описанными в предыдущей главе.

Склон поддвигающейся плиты имеет слабовыгнутую форму, в отличие от приостровного склона — более крутого и расчле-

ненного. В глубоководном желобе могут осуществляться накопление осадков и даже вулканическая деятельность, однако в конечном счете; как полагает часть тектонистов, осадочные толщи в результате субдукции затягиваются в мантию.

Согласно другой гипотезе, в процессе поддвигания происходит соскабливание осадков с океанической плиты и надвигание их в виде скученных масс на приостровной склон. При этом предполагается развитие метаморфизма высоких давлений и низких температур, приводящего к формированию характерных зеленосланцевых и глаукофан-сланцевых пород. Для таких динамических условий свойственны также офиолитовые комплексы, представляющие собой характерную ассоциацию основных изверженных пород, включающую габбро, пиллоу-лавы и серпентиниты. По мере нарастания давления со стороны океанической плиты островная дуга и примыкающие к ней метаморфизованные породы и офиолиты могут приключаться к континенту, образуя новую горную цепь, похожую, по всей вероятности, на более древние горные хребты, сформированные в результате палеозойского или альпийского орогенеза. Подобное наращивание континентов за счет приключения к ним новых узких участков суши может составлять один из механизмов процесса кратонизации.

ПРОБЛЕМЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОНКРЕТНЫХ МАТЕРИАЛОВ ПО ОСТРОВНЫМ ДУГАМ

Приведенная выше элементарная трактовка островных дуг прельщает своей простотой, но при детальном рассмотрении особенностей их строения от этой простоты практически ничего не остается. Наряду с данными, находящимися в соответствии с рассмотренной моделью, целый ряд результатов, полученных при исследованиях островных дуг, вступает с ней в противоречие. Если одни из них все же могут быть использованы при плитотектонических интерпретациях, учитывая возможность дальнейшего совершенствования представлений о механизме взаимодействия литосферных плит, то другие, вероятно, коренным образом противоречат этой концепции. Гипотеза субдукции используется как «прокрустово ложе», так как к ней в той или иной степени насильственно приводятся результаты исследований, и в то же время некоторые из фактов имеют буквально сотни различных толкований.

Из этого следует, что некоторые частные особенности строения и развития островных дуг будут в одних случаях увязываться с представлениями тектоники плит, в других — не противоречить ей, а в третьих — вступать в конфликт с господствующей ныне геотектонической концепцией. Таким образом,

в настоящее время не существует единого простого объяснения всему комплексу имеющихся в нашем распоряжении данных. Это указывает на важность разработки новых концепций в противовес тектонике плит.

ВУЛКАНЫ

Вулканическая активность характерна для многих островных дуг. Расположенные здесь аппараты имеют обычно андезитовый состав вулканитов, причем извержения их часто происходят с очень большой силой. Примером таких катастрофических извержений являются извержения вулканов Кракатау в 1883 г. и Мон-Пеле в 1902 г.

Вкрест простираний островных дуг направленно изменяется состав продуктов вулканических извержений. Не обсуждая причины образования различных типов вулканических пород, отметим, что по мере движения от океана к континенту происходит увеличение щелочности эффузивов, которое, по-видимому, хорошо коррелирует с глубиной положения зоны Беньофа. Особенно отчетливо эта закономерность прослеживается в отношении содержания в вулканитах K_2O (см. рис. 91).

Разработанная Х. Куно [251] модель формирования вулканических пород отражена на рис. 155. Здесь же приведены во многом отличные от нее модели, базирующиеся на принципах разделения вулканических пород по петрографическому составу и геохимическому типу.

Предлагаемые способы формирования различных по составу магм по существу сводятся к следующим трем главным типам.

1. *Контаминация.* Смешивание родоначальной базитовой магмы с сиалическим веществом коры или осадочными толщами.

2. *Дифференциация.* Фракционная кристаллизация первичных оливиновых базальтов с формированием андезитов и других магматических пород. Протекание этого процесса требует участия воды, которая может извлекаться из осадков, затянутых в зону субдукции.

3. *Частичное плавление.* Обособление известково-щелочных магм при частичном плавлении океанической коры или глубоко-метаморфизованных пород основного состава, происходящее на значительных глубинах [166].

Третий способ в настоящее время пользуется наибольшей популярностью.

Так как вулканы располагаются на расстоянии 150—200 км от оси глубоководных желобов, вулканическая деятельность с позиций тектоники плит обусловлена частичным плавлением поддвигающейся в зону субдукции плиты, происходящим на глубине 150—200 км, и последующим подъемом магматических расплавов на поверхность.

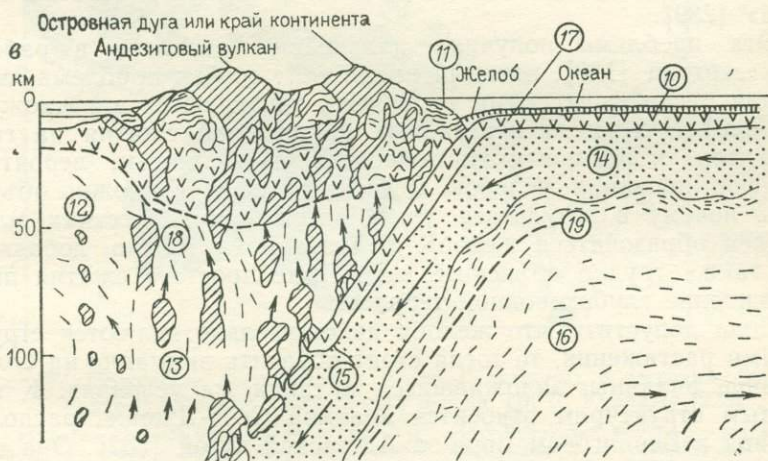
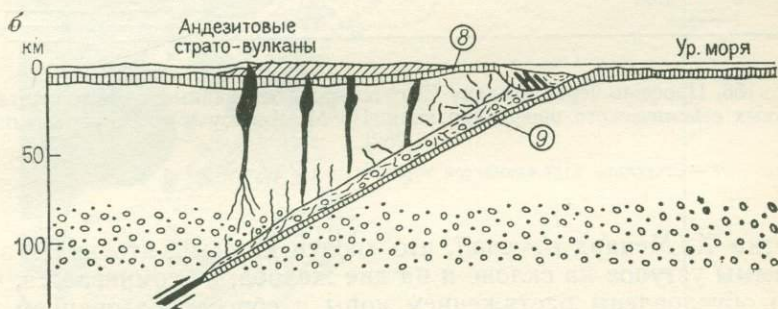
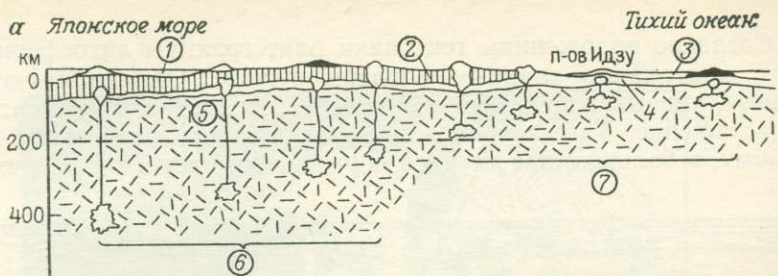


Рис. 155. Некоторые представления о соотношениях между вулканизмом и островными дугами, по разным авторам.

а — по Х. Куно [250]; *б* — по Р. Коэту [64]; *в* — по А. Рингвуду: 1 — щелочные серии; 2 — известково-щелочные серии; 3 — толентовые серии; 4 — базальтовый слой; 5 — перidotитовый слой; 6 — родоначальная щелочно-оливин-базальтовая магма; 7 — родоначальная толентовая магма; 8 — альбитизированные граувакки и вулканиты; 9 — серпентинизированные блоки базальтов, ремобилизованные серпентиниты, эклотиты, амфиболиты, эвгеосинклиналильные осадки; 10 — осадки; 11 — смятые океанические осадки; 12 — базальтовая магма; 13 — андезитовая магма; 14 — перidotитовая покрывка; 15 — эклотит; 16 — пиролит; 17 — базальт, переходящий в эклотит; 18 — граница Мохо; 19 — нижняя граница поддвигающейся океанической плиты

Сжатие или растяжение

Согласно положениям тектоники плит границы литосферных плит испытывают главным образом сжатие. Однако имеются данные, указывающие и на то, что здесь происходит не сжатие, а растяжение. Так, глубоководные желоба ограничены, по-видимому, в большинстве случаев нормальными сбросами. В связи



Рис. 156. Профиль через впадину Сент-Джорж, основанный на интерпретации данных сейсмического профилирования. По М. Мерлоу и др., с упрощениями [282].

1 — отчетливо отражающиеся горизонты; 2 — акустический фундамент

с этим Х. Менард отмечал, что «почти каждый, кто видел эхограммы уступов на склоне и на дне желоба, не сомневается, что они обусловлены растяжением коры и сбросообразованием, ... растяжение находит также отражение в строении рельефа желоба» [289].

Эта проблема получила дальнейшее развитие в работе Т. Хазертонна [180], который писал: «... особая проблема, связанная с глубоководными желобами, заключается в расхождении теоретически предсказанных напряжений сжатия на границе плит и реальным растяжением, характерным, вероятно, для формирования желобов. Действительно, невозможно объяснить, почему в результате столкновения двух жестких плит должен образоваться желоб». К сказанному можно добавить, что также трудно объяснить вследствие простого сжатия происхождение глубоководной террасы.

Если допустить, что желоба действительно являются структурами растяжения, то тогда стоит обратить внимание на более древние впадины, заложившиеся в таких же условиях. К подобным структурам относится впадина Сент-Джорж, расположенная в Беринговом море за Алеутской дугой [282]. Она вытянута на 300 км при ширине от 30 до 50 км и выполнена толщей позднемезозойских и третичных осадков мощностью более 10 км. Осадки полностью заполняют впадину, которая поэтому сейчас фактически не находит отражения в рельефе морского дна (рис. 156).

Строение всех окраинных морей свидетельствует об их происхождении в результате растяжения, а не сжатия, как это предполагается в модели глобальной тектоники [223]. Скорость растяжения составляет здесь около 1 см/год, или 10 000 Б. Неболь-

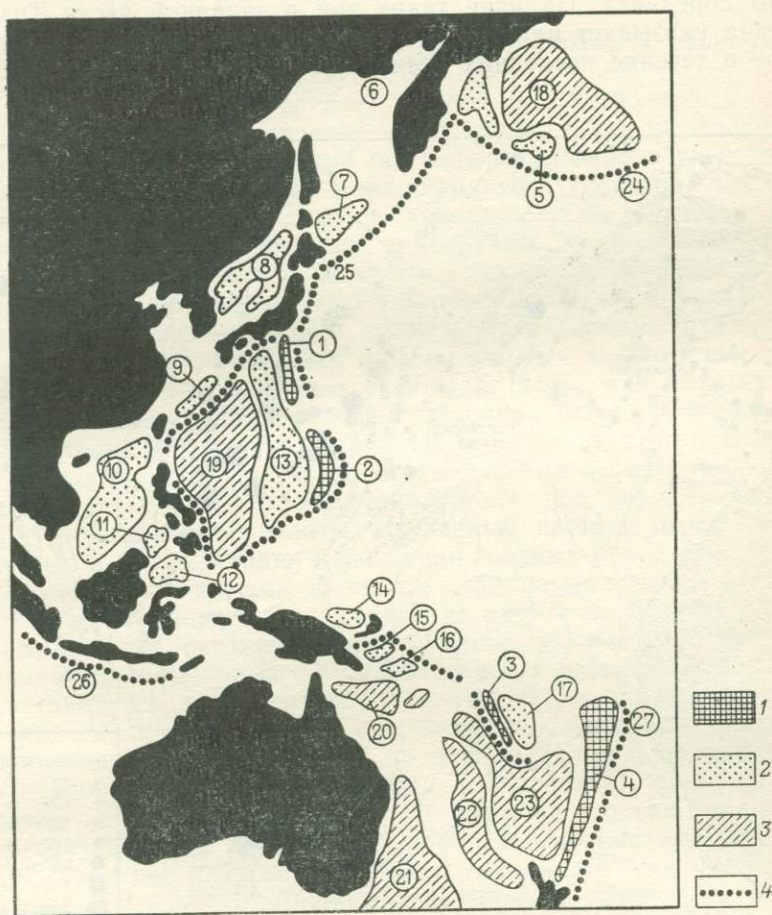


Рис. 157. Положение дугообразных желобов, активных и пассивных краевых морей в западной части Тихого океана. По Д. Кариджу [223].

1 — активные краевые междуговые впадины (1 — Идзу-Бонинский желоб, 2 — Марианский желоб, 3 — Новогбридская зона, 4 — желоб Тонга-Кермадек); 2 — неактивные краевые моря с высоким тепловым потоком (5 — впадина Бауэрс, 6 — Камчатская впадина, 7 — Южно-Охотская впадина, 8 — впадина Японского моря, 9 — впадина Рюкю, 10 — Южно-Китайское море, 11 — море Сулу, 12 — море Сулавеси, 13 — впадина Паресе-Вела, 14 — море Бисмарка, 15 — Соломоново море, 16 — море Вудларк, 17 — плато Фиджи); 3 — неактивные краевые моря с нормальным тепловым потоком (18 — Алеутская впадина, 19 — Западно-Филиппинская впадина, 20 — Коралловое море, 21 — Тасманово море, 22 — Новокаледонская котловина, 23 — Южно-Фиджийская впадина); 4 — желоба (24 — Алеутский, 25 — Курило-Камчатский, 26 — Яванский, 27 — Тонга)

шие впадины, очевидно, после этапа расширения заполняются осадками, а затем иногда вновь начинают разрастаться в новом направлении в зависимости от ориентировки новообразованной зоны спрединга. Наличие таких зон в западной части Тихого океана указывает на то, что в современную эпоху, по крайней мере в течение последних десяти миллионов лет, когда проис-

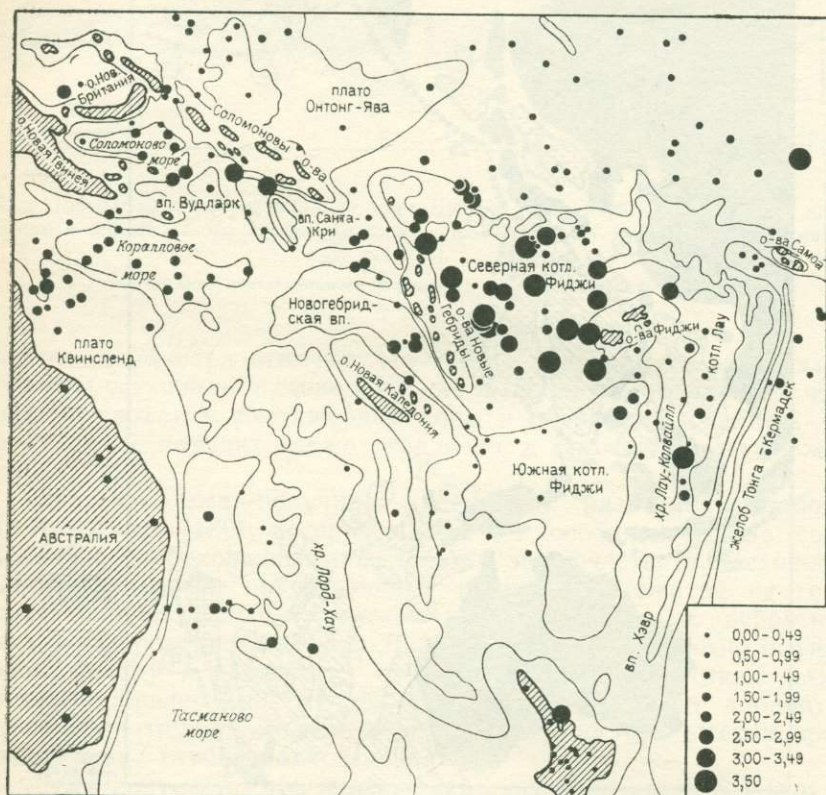


Рис. 158. Значения теплового потока (в ед. MFU) юго-западной части Тихого океана. По Т. Ватанабе [449]

ходило разрастание окраинных морей, здесь осуществлялся процесс, обратный процессу кратонизации. В том случае, если островные дуги действительно маркируют зоны субдукции, то последняя протекала в этом районе на значительном все увеличивающемся удалении от окраины континента из-за развития спрединга в окраинных морях (рис. 157).

Классифицируя результаты измерения теплового потока в окраинных морях юго-западной части Тихого океана

(рис. 158), Т. Ватанабе [449] наметил следующие главные его типы:

1) пониженный тепловой поток в зонах между осями желобов и вулканическими дугами;

2) высокий, но нестабильный тепловой поток в вулканических областях и островных дугах;

3) тепловой поток средней величины, характерный для окраинных морей. Последние в зависимости от их возраста отличаются индивидуальными особенностями теплового потока. Выделяются: а) молодые моря, характеризующиеся подобно молодым океаническим хребтам как аномально высокими, так и низкими неясной природы значениями теплового потока; б) ранне-среднетретичные бассейны с тепловым потоком слабой изменчивости, равным 2,0—2,2 единицам HFU; в) морские бассейны мезозойского возраста, отличающиеся средними стабильными значениями, близкими к фоновым для земного шара.

По мнению М. Токсоза и П. Берда [418], для объяснения особенностей окраинных морей должна быть разработана усложненная модель субдукции. По мнению этих исследователей, следствием субдукции океанической литосферы является вызванная ею конвективная циркуляция под периферической зоной надвигающейся плиты. Указанный процесс играет важную роль в формировании и эволюции краевых морей (рис. 159).

Геоморфологические эффекты, приписываемые действию сжатия в островных дугах, далеко не очевидны. Во всех зонах взаимодействия океанических и континентальных плит формирование гор связывается с положительными деформациями края надвигающейся континентальной плиты. В частности, как уже отмечалось, предполагается, что Чилийские Анды обусловлены надвиганием Южной Америки по зоне субдукции, проходящей вдоль Чилийского желоба. Однако Х. Кац [225], опираясь на полевые наблюдения, показал, что Анды не столько подвергались связанному с субдукцией короблению и сжатию, сколько испытывали растяжение, охватившее, начиная с миоцена, пояс шириной 300—400 км. Аналогичным образом участки, расположенные за островными дугами, не только не воздымаются, а напротив, выступают как пояса развития спрединга, протекающего в краевых бассейнах.

Интерпретация К. Кобаяши и Н. Исезаки [243] строения северо-западной части Тихого океана приведена на рис. 160. Указанными исследователями на пространстве между Японией, Филиппинами и Марианскими островами намечаются по меньшей мере три подводных хребта, выступающих в роли зон спрединга и расположенных в окраинном Филиппинском море*. Площадь морского дна, подвергающегося здесь спредингу, ограничена со всех сторон зонами субдукции, которым, как пола-

* Крупнейший из них — хребет Кюсю-Палау протяженностью 3000 км.—
Прим. ред.

гают, соответствуют глубоководные желоба Нансей (Рюкю), Филиппинский, Идзу-Бонинский и Марианский.

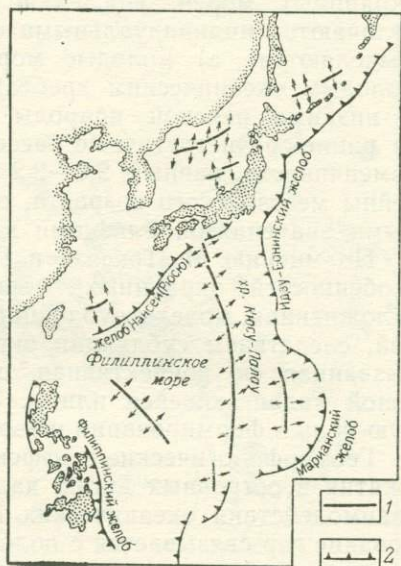
По мнению Д. Карига [223], все островные дуги западной части Тихоокеанского побережья в прошлом составляли единое целое с континентальными массами. В дальнейшем они мигрировали в сторону океана, оставляя в своем тылу последова-



Рис. 159. Схема конвекции, обусловленной погружающейся плитой, и влияние конвекции на разогрев вышележащей литосферы. По М. Токсоу и П. Берду [418]

Рис. 160. Зоны спрединга северо-западной части Тихого океана. По К. Кобаяши и Н. Исезаки [243].

1 — хребты — зоны спрединга; 2 — зоны субдукции



тельно омолаживающиеся морские бассейны, ограниченные с материковой стороны остатками островных дуг. С. Кэри [52] предполагал, что этот процесс имеет противоположную направленность, и островные дуги образуются при отступании континента, подобно тому, как при деградации ледника у его фронта формируются серии дугообразных моренных гряд. Некоторые исследователи придерживаются мнения о главной роли растяжения в формировании островных дуг и окраинных морей. В пользу этого свидетельствуют, в частности, структуры дна Тасманова моря и территории, расположенной между Соломоновыми островами и Квинслендом, строение которых определяется многократно повторяющимся чередованием горстов и грабенов.

Гравиметрические и сейсмические данные

Островные дуги характеризуются следующими особенностями гравитационного поля. Непосредственно над желобом или над его внутренним (океаническим) склоном фиксируются

отрицательные гравитационные аномалии. Положительные аномалии отвечают континентальным или островодужным склонам желобов.

В желобе Тонга отрицательная аномалия совпадает с его дном. Подобные взаимоотношения приходится считать нормальными, несмотря на то что более ранние работы, проведенные на о-ве Ява, показали приуроченность отрицательной аномалии к вогнутому, обращенному к суше, склону желоба.

В Новой Зеландии отрицательная гравитационная аномалия прослеживается через центральную часть Северного острова. Отсутствие здесь желоба не позволяет связать ее с подобными структурами. Данная аномалия скорее маркирует проекцию на земную поверхность пояса глубокофокусных и среднеглубинных землетрясений [180].

Суммарное значение аномального поля ускорения силы тяжести в островодужных комплексах в случае парных положительной и отрицательной аномалий приближается к нулю. Однако обычно каждая аномалия интерпретируется самостоятельно. Считается, что положительная аномалия фиксирует погружающуюся в зону субдукции холодную литосферную плиту, отличающуюся повышенной плотностью, а отрицательная — аккумуляция и последующее затягивание осадков в глубоководные желоба. Интересно, что расстояние между осями аномалий противоположных знаков постоянно и составляет около 115 км [180]. На океанической стороне желоба отрицательные значения силы тяжести снова сменяются положительными, но интенсивность положительной аномалии здесь в два раза меньше, чем на приконтинентальной стороне желоба.

Островные дуги характеризуются сильной сейсмической активностью. Фокусы землетрясений часто концентрируются в пределах относительно узких, мощностью до 50 км, зон, падающих под континент под углами от 15 до 90°, именуемых зонами Беньофа (рис. 161). Сейсмичность в этой зоне наблюдается до глубины 700 км, т. е. до уровня, находящегося гораздо ниже зоны хрупких деформаций, где обычно происходят землетрясения. Тем не менее большинство из них приурочено к верхнему участку зоны до глубины 40 км. Зоны Беньофа, как правило, либо почти вертикальны, либо наклонены в сторону островных дуг под значительными углами, причем, судя по размещению гипоцентров самых глубоких землетрясений, крутизна зон Беньофа нарастает с глубиной. Ширина зон Беньофа, достигающая нескольких десятков километров, указывает на то, что если даже землетрясения приурочены к разломам и связаны с тектоническими перемещениями по ним, зоны Беньофа следует рассматривать не как единую дизъюнктивную дислокацию, а как мощную систему разрывных нарушений.

Взаимоотношения между наклоном зоны Беньофа и распределением близповерхностных землетрясений под островными дугами варьируют в широких пределах и в настоящее время

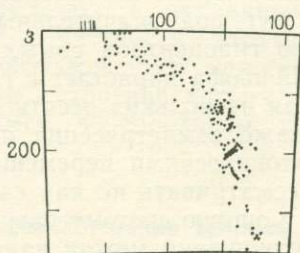
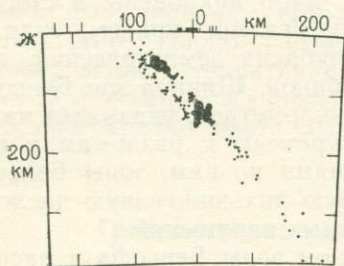
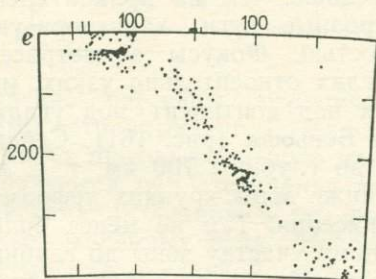
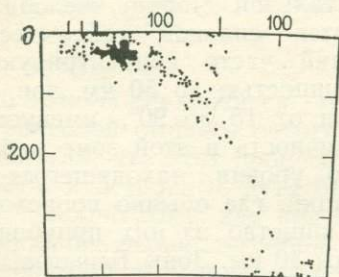
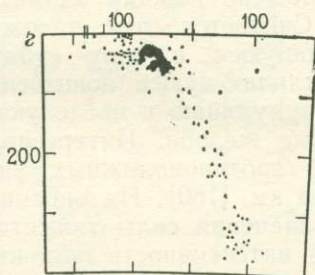
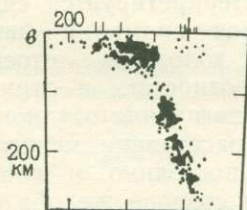
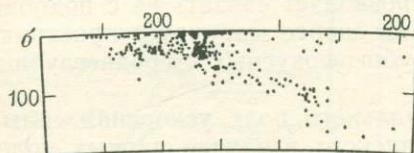
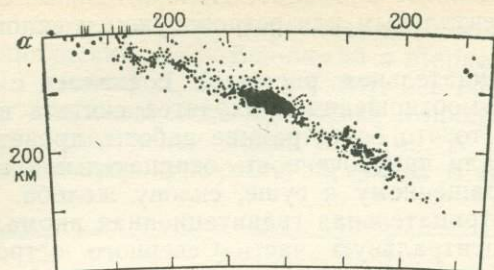
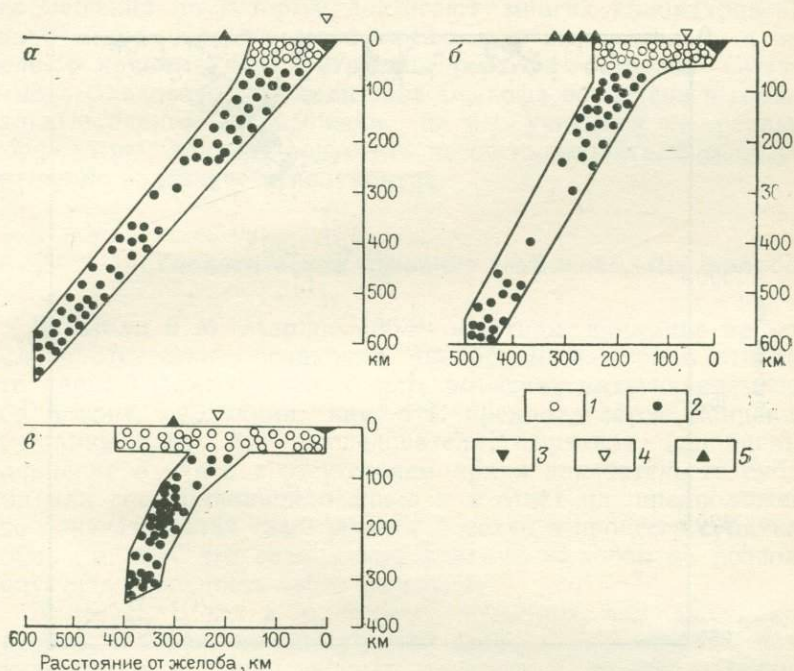


Рис. 161. Серия профилей, отражающих распределение фокусов землетрясений в различных островодужных ситуациях. По Б. Айзексу и М. Барзанги, с упрощениями [206].

a — Сев. Чили; *б* — Южн. Чили; *в* — о-ва Новые Гебриды; *г* — о-ва Кермадек; *д* — Идзу-Бонин; *е* — о-ва Тонга; *ж* — Сев. Курилы — Камчатка; *з* — Марианские острова

недостаточно ясны (рис. 162). Так, в районе Тонга-Кермадек близповерхностная сейсмичность прослеживается в верхней части зоны Беньофа шириной около 200 км, выход которой на поверхность в восточной своей части совпадает с желобом. В Индонезии и у юго-восточных берегов Камчатки близповерхностная сейсмичность охватывает полосу, находящуюся между



желобом и расположенным на расстоянии 150 км от него (в сторону суши) выходом зоны Беньофа. В дуге Хикаронги зона Беньофа делит пополам широкий пояс близповерхностной сейсмичности, распространяющийся почти на 200 км от желоба в сторону островов. Несмотря на указанные различия, отрицательные аномалии во всех перечисленных районах совпадают с выходами на поверхность зон Беньофа. Кроме того, близповерхностные и глубокофокусные землетрясения всегда приурочены к зоне, расположенной между желобом и континентом или островной дугой.

Анализ фокальных механизмов показывает, что до глубины 300 км в зонах Беньофа преобладают напряжения растяжения,

которые ниже сменяются напряжениями сжатия. Однако по мере проведения дальнейших исследований оказалось, что распределение напряжений здесь носит более сложный характер. На рис. 163 отражены две параллельные наклонные сейсмоактивные зоны, прослеживающиеся под Северо-Восточной Японией. В верхней из этих двух зон с глубиной происходит нара-

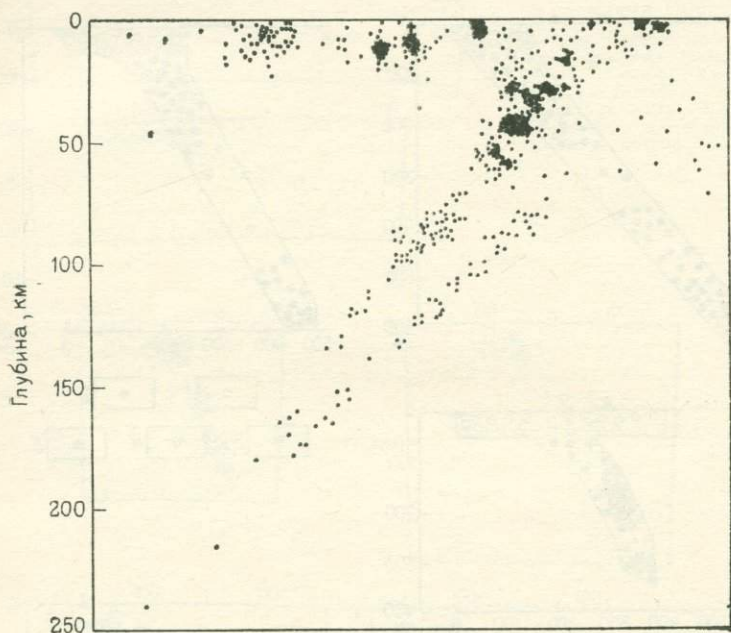


Рис. 163. Двойная глубинная сейсмичная зона, падающая под Северо-Восточную Японию. По С. Уюда [422]

стание сжатия, а в нижней — нарастание растяжения [422]. Объяснить такое распределение напряжений сложно.

Линия пересечения зоны Беньофа, как и любой наклонной плоскости, со сферической земной поверхностью имеет дуговую конфигурацию. Однако для того чтобы это пересечение приобрело кривизну, свойственную островным дугам, секущая плоскость должна иметь очень небольшой угол падения. Крутой наклон, свойственный обычно зонам Беньофа, выходы которых параллельны островным дугам, определяет их общую коническую форму. Именно такая морфология устанавливается в Индонезии для зоны Беньофа, окаймляющей со стороны Индийского океана дугу Банда (см. рис. 153). Если здесь, как это предусматривает концепция тектоники плит, происходит процесс субдукции, то материал поглощаемой плиты должен сходиться на глубине в основании конуса, что ставит ряд трудно-разрешимых пространственных проблем.

Сейсмические исследования, проведенные в районах островных дуг и показавшие наличие в зонах Беньофа громадных напряжений, заставляют нас снова вернуться к критике идеи субдукции. В этой связи отметим, что важной особенностью тектонического строения многих островных дуг являются согласные с их конфигурацией крупные сдвиговые дислокации, перемещения по которым достигают многих километров. Эти сдвиги имеют прямую морфологическую выраженность и определяют крупные черты строения рельефа островов Суматры и Явы. Следовательно, если зона Беньофа вовлечена в горизонтальные сдвиговые смещения, то мы, учитывая ее реальную морфологию, должны допустить не очень вероятный процесс — вращение поверхности полуконуса.

Геологическое строение глубоководных желобов

Д. Шолл и М. Марлоу [363] обратили внимание на почти полное отсутствие осадков в Чилийском желобе и отметили, что данный факт не может быть объясним затягиванием осадков в зону субдукции, как это предполагается концепцией тектоники плит. Эти исследователи выразили неподдельное удивление в связи с отсутствием ярких доказательств субдукции или соскабливания осадков и в ответ на предположение, что доказательства сами по себе исчезли в процессе субдукции, добавили: «... что само существование желобов не позволяет допустить реальность этого процесса».

Далее Д. Шолл и М. Марлоу отметили, что для данного разреза желобов типично участие пелагических осадков, накапливающихся в глубоководных условиях и свидетельствующих об удалении площадей пелагической седиментации от континентальных масс. В прибрежных же хребтах, обрамляющих Тихий океан, подобные отложения практически отсутствуют. Однако Д. Шолл и М. Марлоу принимают во внимание, что если «бульдозерный» эффект вообще возможен, то объем соскабливаемых глубоководных отложений должен был быть очень велик. Вопреки представлениям мобилистов, окраинноконтинентальные складчатые пояса обычно сложены граувакками, т. е. продуктами разрушения континентов, и вулканическими породами. Таким образом, эвгеосинклинальные осадки складчатых поясов отличаются от осадков современных глубоководных желобов. Более того, объем плейстоценовых обломочных масс, формирующих основную массу турбидитных серий, залегающих в Перуано-Чилийском желобе и на прилегающих к нему участках морского дна, хорошо соответствуют тому количеству осадков, которое могло бы образоваться при эрозии близлежащего континента. Это позволяет говорить об отсутствии каких-либо тектонических процессов, приводящих к перемещению значительного количества осадков глубоководных желобов.

Сходное заключение можно сделать в отношении Алеутского желоба, обладающего специфическими чертами тектонического строения. Скорость поглощения плиты вдоль восточного и центрального сегментов этого желоба принимается равной нескольким сантиметрам в год. Западнее угол схождения Тихоокеанской и Американской плит постепенно уменьшается до тех пор,



Рис. 164. Схематическая карта Алеутской дуги.

Стрелками показаны направления спрединга и возможной субдукции

пока к западу от меридиана 176° в. д. граница между плитами не приобретает сдвиговый характер (рис. 164). Строение осадочного чехла желоба определяется горизонтально залегающими слоистыми осадками, имеющими резкие контакты с внутренними склонами желоба, причем такое строение чехла наблюдается как в его центральном и восточном сегментах, где, как предполагается, процесс поглощения плиты характеризуется значительной

скоростью, так и там, где поддвижение идет весьма медленно или вообще не происходит.

Внешняя зона Индонезийской дуги представляет собой клин меланжа и брекчированных пород, имеющих чешуйчатую структуру, падающих под более крутыми углами, чем подстилающая их океаническая плита, поддвигаемая в зону субдукции. На первый взгляд кажется, что в данном случае действительно происходит соскребание океанических осадков и подстилающих их пород с формированием характерных чешуйчатых структур (рис. 165). Обращенная к морю сторона островной дуги при подобной трактовке воздымалась над уровнем моря за счет нагнетания под нее соскребаемых в процессе неогеновой субдукции осадков [176].

Иное объяснение строения Индонезийской дуги предлагает Дж. Уорзел [470]. Допустив, что осадки, залегающие на поверхности океанической коры (где они и были изначально отложены), нарушают изостатическое равновесие, можно реконструировать, как это и сделано на рис. 166, положение ее поверхности, существовавшее до начала осадконакопления. Как видно на рис. 166, такие построения позволяют восстановить субгоризонтальную поверхность коры. Они лишней раз свидетельствуют о том, что для объяснения многих выраженных в рельефе структур нет нужды привлекать более сложный механизм, чем осадконакопление, и связанную с ним изостатическую компенсацию.

Для южного отрезка Чилийского желоба, расположенного между 36 и 42° южной широты, проводился подсчет объема плейстоценовых кластических осадков, сносимых с континента.

При этом средняя скорость эрозии за последние 1,2 млн. лет оценивалась в соответствии со средней скоростью эрозии суши для всей земли в целом в 500 Б. Рассчитанный таким образом объем материала, сносимого с континента, хорошо совпадает с количеством осадков, аккумулярованных в желобе. Если предположить, что часть из них была уничтожена за рассмат-

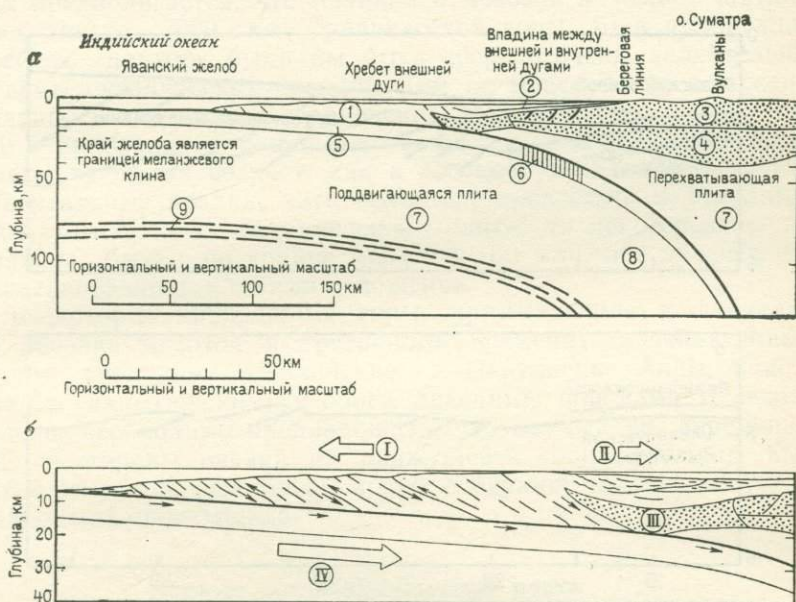


Рис. 165. Разрезы зоны субдукции Яванского желоба вблизи берегов Южной Суматры. По В. Хамилтону [176].

а — основные элементы тектонического строения (плотность в $г/см^3$); б — механизм деформации клина меланжа.

Цифры в кружках: 1 — меланж (2,2–2,4); 2 — слои, отложившиеся до субдукции, подстилающие осадки впадины и залегающие на океанической коре; 3, 4 — континентальная кора; 3 — верхняя часть (2,7), 4 — нижняя часть (2,9); 5 — океаническая кора (2,9); 6 — зона фазового перехода; 7 — мантия (3,4); 8 — эклогит (3,4); 9 — астеносфера; 10 — скоплавляемые пелагические и слабоитифицированные осадки желоба, образующие подошву клина; I — гравитационное течение раздробленного меланжевого клина; II — гравитационное течение, деформирующее осадки впадины, расположенной между внешней и внутренней дугами; III — задирание выклинивающейся континентальной коры, подпираемой передним краем погружающейся литосферной плиты; IV — поддвигающаяся океаническая плита, волочащая и утолщающая меланжевый клин

риваемый период времени в процессе субдукции, то интенсивность эрозии за последние 1,2 млн. лет должна быть чрезвычайно высокой. Расчеты, показавшие похожую картину, были проведены и для Алеутского желоба [364]. Даже учитывая возможность того, что этот желоб сейчас менее активен, чем раньше, трудно представить, что в прошлом здесь были бесследно поглощены крупный участок морского дна и активно развивавшаяся спрединговая зона, выражавшаяся системой подводных хребтов и включавшая участок тройного сочленения плит [336].

В настоящее время к Перуано-Чилийскому желобу примыкает участок океанического дна, имеющий эоценовый возраст. Судя по ширине фрагмента океанической коры мелового—эоценового возраста, сохранившегося на западной стороне Восточно-Тихоокеанской зоны спрединга, в желобе должен был бы поглощаться участок морского дна шириной около 7000 км. Несмотря

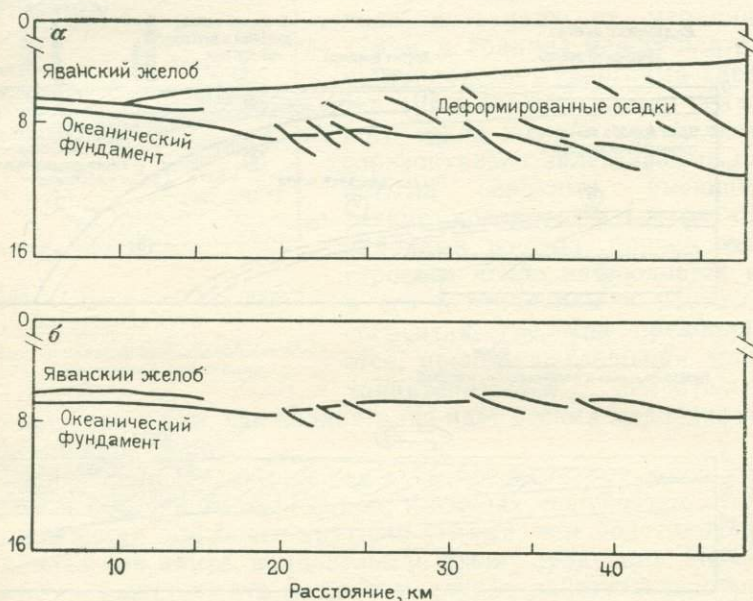


Рис. 166. Сейсмические профили. По Дж. Уорзелу [470].

а — профиль, полученный при многоканальном сейсмическом профилировании через Яванский желоб; *б* — тот же профиль с удаленными осадками и океаническим основанием, приведенным в состояние изостатического равновесия

на это не существует никаких геологических и геофизических данных, указывающих на сколько-нибудь значительное наращивание здесь континентальной окраины за счет взаимодействия (аккреции) океанической и материковой коры или приращения (надвигания) океанических осадков.

Напомним, что согласно представлениям концепции тектоники плит осадки в глубоководных желобах могут быть либо поглощены в зоне субдукции, либо соскоблены с океанической плиты и приращены к континенту. Предполагается, что эвгеосинклиналильные отложения обрамления Тихого океана образовались главным образом в результате последнего процесса, причем там, где происходила субдукция, большая часть краевых складчатых поясов сложена деформированными соответствующим образом терригенными осадками. Дислоцированные породы подстилают приконтинентальный склон многих жело-

бов вне зависимости от того, имеются ли мощные (1—2 км) пластины способных быть соскобленными осадков на прилегающих участках морского дна.

Основная часть тихоокеанских желобов выполняется пелагическими (океаническими) отложениями в большем количестве, чем терригенными (континентальными) осадками. Так как предполагается, что начиная с мезозоя в желобе поглотилось почти 7000 км океанической коры, то в прибрежных хребтах должны были бы быть сосредоточены значительные объемы океанических осадков. Тем не менее такие отложения развиты в них крайне ограниченно. Обнаруженные все же кое-где в прибрежных складчатых поясах океанические отложения имеют такой же возраст, как и ассоциирующиеся с ними континентальные осадки, хотя если они произошли в результате соскрывания с океанической плиты, то некоторые из них должны быть, по крайней мере, на 100 млн. лет древнее, чем переслаивающиеся с ними отложения.

Некоторые прибрежные горы, примыкающие к длительно (в течение мезозоя и третичного времени) развивающимся зонам субдукции — Чилийские и Перуанские Анды, подстилаются палеозойскими и более древними породами. Следовательно, необходимо предположить, что все осадки, перемещенные со стороны океана на движущейся плите, должны быть поглощены, а не соскоблены в зоне субдукции; аккреция в таких районах не происходила.

Парные метаморфические пояса

Островные дуги, в особенности те из них, которые располагаются на периферии Тихого океана, характеризуются наличием двух параллельных метаморфических поясов, имеющих один и тот же возраст, но относящихся к различному типу. Для внутренних поясов свойственны андалузитсодержащие фации, сформированные при низких давлениях. Эти пояса накладываются на вулканические дуги. Высокобарические пояса глаукофан-сланцевого метаморфизма проходят во внешней части глубоководной террасы вблизи приконтинентального (приостровного) склона глубоководного желоба. Парные метаморфические пояса могут использоваться при палеотектонических реконструкциях для определения ориентировки предполагаемых былых островодужных комплексов и установления направления субдукции в прошлом.

Проблемы возникают в ситуациях, подобных той, которая существует в Японии (рис. 167), где на о-ве Хоккайдо наблюдается обратное расположение метаморфических поясов (конечно, если считать, что на о-ве Хонсю они имеют закономерную позицию). Х. Окада [311] попытался разрешить эту проблему, доказывая, что в действительности на Хоккайдо имеются



Рис. 167. Три пары региональных метаморфических поясов Японии.
По А. Миширо [294].

Пояса: 1 — низкобарические; 2 — высокобарические

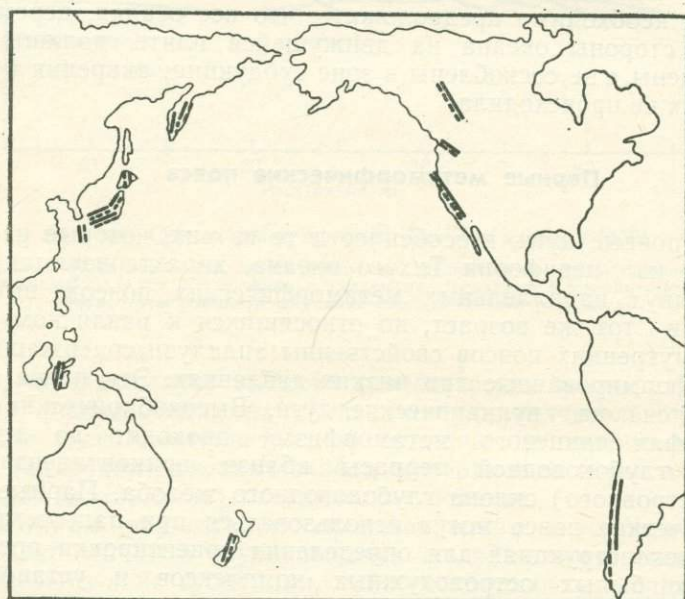


Рис. 168. Парные метаморфические пояса обрамления Тихого океана.
По А. Миширо [295].

Сплошные линии — низкобарический метаморфизм; пунктирные — высокобарический

четыре метаморфических пояса, образующие две пары, указывающие на западное падение зон субдукции.

Если изложенные представления о парных метаморфических поясах справедливы, то в современных активных дугах они не выходят на дневную поверхность, и наилучшие примеры такого рода мы будем наблюдать на относительно древних островных дугах, имеющих мезо-кайнозойский возраст. По обрамлению Тихого океана выделено 14 парных метаморфических поясов (рис. 168): юрско-мелового возраста в Новой Зеландии, позднеюрско-позднемелового — в Калифорнии, пермско-триасового — в штате Вашингтон (США) и позднепалеозойского в Чили. Соответственно в подобной интерпретации горные области рассматриваются как древние островодужные комплексы.

Метаморфические пояса, образующиеся в условиях высокого давления и низкой температуры, обусловлены тектоническим поддвижением в глубоководном желобе, где наблюдается низкий (около $10^{\circ}\text{C}/\text{км}$) температурный градиент. Напротив, поясам, характеризующимся обратным соотношением $P-T$ параметров, свойствен высокий геотермический градиент (более $25^{\circ}\text{C}/\text{км}$), т. е. такой, какой имеет место в вулканических районах в связи с поступлением через толщу коры на поверхность магматических расплавов (295). Породы, формирующиеся при низких значениях давления и температуры, содержат андалузит и силлиманит, а при высоких — глаукофан, жадеит и лавсонит.

В процессе поглощения океанической плиты под континент поддвигаются последовательные пласты меланжа. При выведении этих пород на уровень современного денудационного среза можно видеть, что те из них, которые располагаются вблизи океана, имеют самый молодой возраст. Они слабоперекристаллизованы, в то время как залегающие ближе к континенту — древнее, сильнее метаморфизованы и, следовательно, были вовлечены в зону субдукции на большую глубину. Угол сочленения плит в процессе поглощения осадков уменьшается, что может привести в конечном счете к выполаживанию нижней части зоны субдукции.

ДРУГИЕ ГИПОТЕЗЫ

Дж. Уорзел [470], высказавший сомнения относительно возможности субдукции, утверждал, что геофизические данные не противоречат такой интерпретации глубоководных желобов, согласно которой они рассматриваются как опущенные блоки. При этом он опирался на примеры моделирования разреза целого ряда подобных структур. Один из примеров приведен на рис. 169. Рассчитанный, исходя из указанной модели, гравитационный профиль очень хорошо коррелируется с наблюдаемыми значениями поля силы тяжести. Хотя подобного результата

добиваются и исследователи, базирующиеся на гипотезе субдукции, по мнению Дж. Уорзела, с поддвижением плиты должны бы были быть связаны гораздо более резкие отрицательные гравитационные аномалии. Он также отметил, что выполнен-

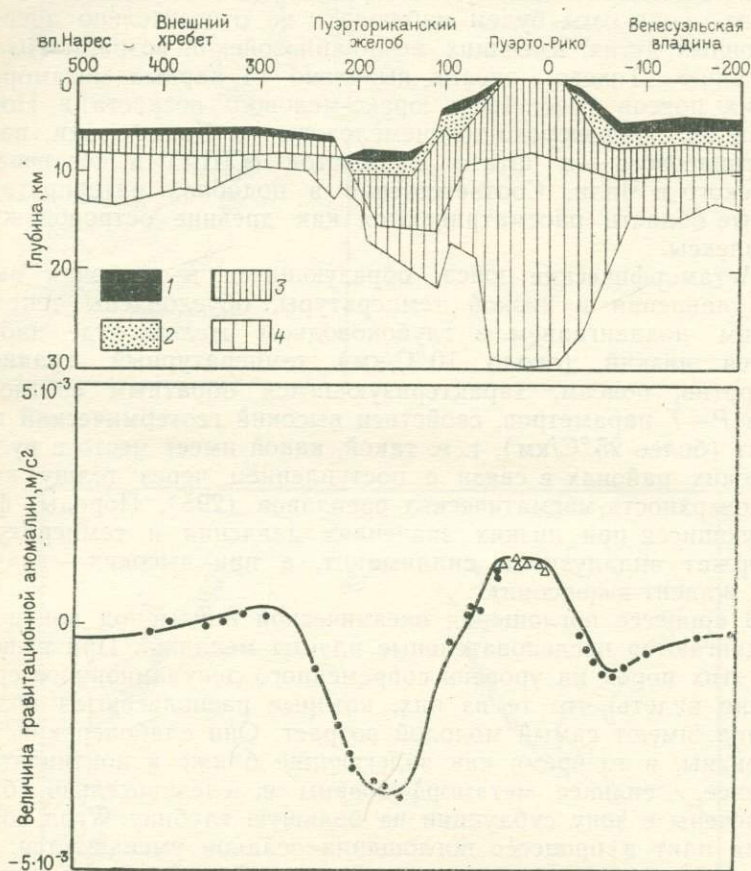


Рис. 169. Модель структуры Пуэрториканской островной дуги и глубоководного желоба и кривая, полученная исходя из предполагаемой структурной модели,— суммарная аномалия в свободном воздухе. По Дж. Уорзелу [470].
Модель не предусматривает развитие субдукции.

Слой, различающиеся по скорости прохождения сейсмических волн (v) в км/с и плотности (ρ) в г/см³: 1 — $v=2,1$, $\rho=2,0$; 2 — $v=3,8$, $\rho=2,4$; 3 — $v=5,5$, $\rho=2,7$; 4 — $v=7,0$, $\rho=3,0$. Залитые кружки — аномалии в свободном воздухе, светлые треугольники — аномалии Буге

ные построения соответствуют данным сейсмических наблюдений и, как мы могли уже видеть, не противоречат характеру рельефа и осадочного чехла глубоководных желобов. Совокупность аргументов подтверждает гипотезу Д. Уорзела, по которой многие из желобов — простые грабены. В то же время

рассмотренная модель упускает из виду такие важные черты строения островодужных комплексов, как зоны Бенъофа и вариации вещественного состава вулканических продуктов.

С. Нагумо и Дж. Касахара предложили динамическую модель Марианской островодужной системы (рис. 170), предусматривающую связь прогибания желоба с поднятием



Рис. 170. Геодинамическая схема островодужной системы южной части района Марианских островов, интерпретируемой как результат мантийного диапиризма. По С. Нагумо и Дж. Касахара [305].

Цифры в кружках: 1 — желоб; 2 — гребень островодужного хребта; 3 — поднятие центральной части склона фундамента; 4 — разлом; 5 — поднятие хребта; 6 — океаническая литосфера

островной дуги вследствие мантийного диапиризма. Допускается, что в результате сопряженных контрастных движений формируется конвективная ячейка. Большая концентрация напряжений вдоль краевого уступа, проходящего параллельно желобу (со стороны островной дуги), генерирует наблюдаемую здесь высокую микросейсмичность. С помощью вертикальных перемещений, связанных с развитием мантийного диапиризма и обусловленной им локальной конвекцией, вероятно, можно объяснить сейсмическую активность островодужных систем.

Принципиально иную интерпретацию островных дуг и характерных для них особенностей строения предлагает В. Кребс [247]. В своей работе он устанавливает связь между островодужными и горными системами, а также между глобальными вертикальными тектоническими движениями и горизонтальными перемещениями, которыми оперирует тектоника плит. По данным этого исследователя, если в южной части Тихого океана остаточные или неактивные глубоководные желоба и островные дуги принимать в расчет так же, как и активные, то обнаружится комплекс структур с двусторонней симметрией. В осевой зоне таких систем находится удлиненная внутренняя (междуговая) впадина, ограниченная с обеих сторон падающими навстречу друг другу разломами или зонами сейсмической активности. Обычно только одно из ограничений

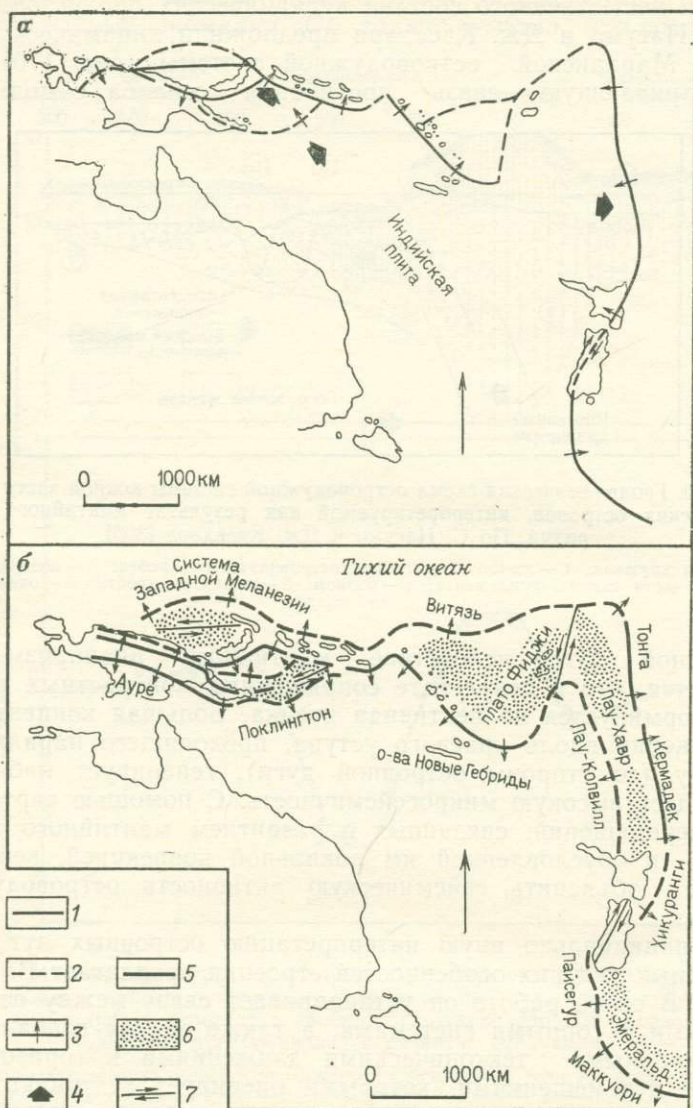


Рис. 171. Тектоника юго-западной части Тихого океана. По В. Кребус [247].

а — с позиции плитотектоники; *б* — с позиции двусторонней симметричной системы.
 1 — границы плит; 2 — погребенные границы плит; 3 — направление поддвижения; 4 — относительное движение плит; 5 — островные дуги и желоба с направлениями надвигания; 6 — междугоговые впадины; 7 — крупные разломы

активно в настоящее время, и поэтому рассматриваемые структуры характеризуются выраженной асимметрией, т. е. их осевые зоны ограничены как активными, так и неактивными островными дугами и желобами.

Ключевыми районами для понимания природы подобных структурных систем являются внутридуговые морские бассейны,

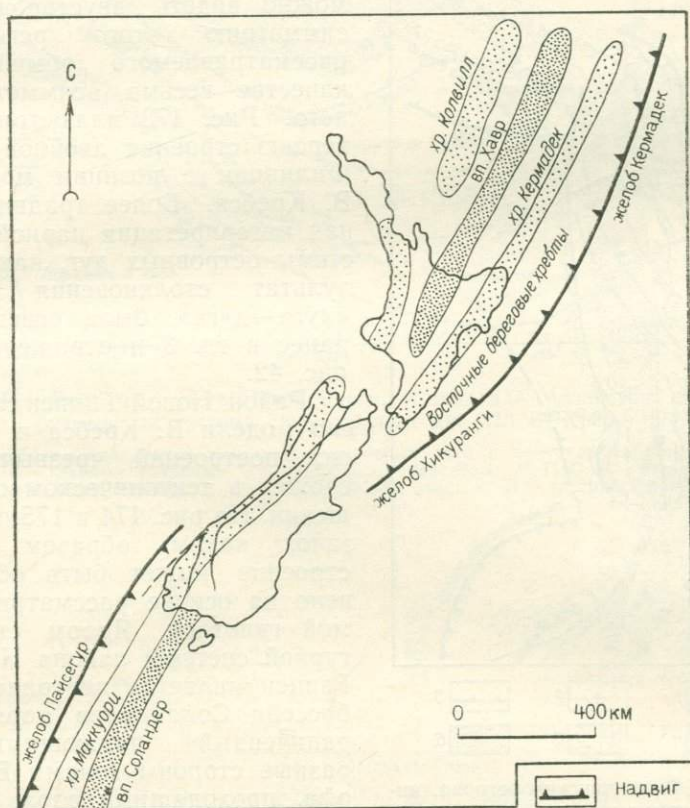


Рис. 172. Новая Зеландия, интерпретируемая как система симметричных дуг. По В. Кребсу [247]

отвечающие верхней части диапироподобного поднятия материала астеносферы. Такие подкорковые астенолиты проявляют себя утонением и растяжением коры, высоким тепловым потоком, глубокофокусными землетрясениями, положительными гравитационными аномалиями, излияниями толеитовых базальтов мантийного происхождения и внедрением ультраосновных интрузий. Достаточное количество доводов, приводимых В. Кребсом в пользу своей модели, в которой предусматривается поднятие астенолита и последующее его расползание

под действием гравитации в горизонтальной плоскости, вызывающее многочисленные вторичные явления, говорит о том, что эта концепция, несомненно, заслуживает проверки.

Интерпретация двусторонней симметрии юго-западной части Тихого океана показана на рис. 171. На рис. 172 прив-

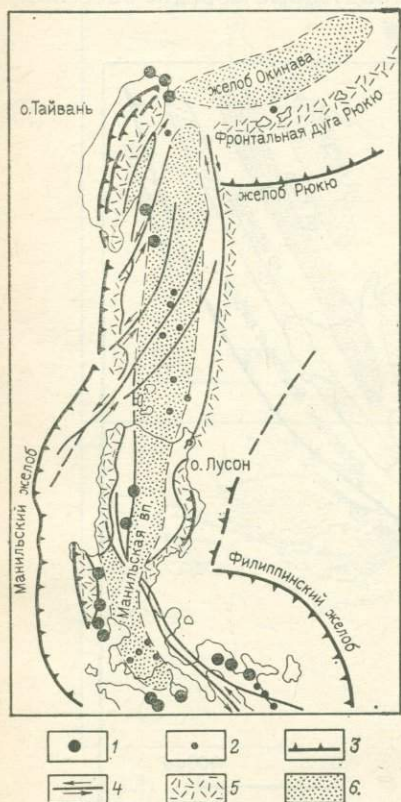


Рис. 173. Филиппинские острова, интерпретируемые как система симметричных дуг. По В. Кребсу [247].

1 — позднегерценовые — современные вулканические центры; 2 — активные вулканы; 3 — надвиги и сейсмофокальные плоскости; 4 — сдвиги; 5 — сильнодеформированные осадочные породы и офиолиты; 6 — между-дуговые впадины и срединные массивы или желоба

впадины имеют глубину около 3 км и отличаются тонким слоем осадков, высоким тепловым потоком, растяжением коры (фиксирующимся линейными магнитными аномалиями), центрами спрединга, толеитовым базальтовым вулканизмом, глубоководными землетрясениями и крупными сдвиговыми дислокациями. В отличие от них Соломоново море имеет глубину 5 км

дано детальное строение Новой Зеландии, из которого можно видеть двустороннюю симметрию этого региона, рассматриваемого обычно в качестве весьма асимметричного. Рис. 173 иллюстрирует версию строения двойной дуги Филиппин с позиции модели В. Кребса. Более традиционная интерпретация парной системы островных дуг, как результат столкновения типа «дуга—дуга», была освещена ранее в гл. 3 и отражена на рис. 42.

Район Новой Гвинеи согласно модели В. Кребса и других построений чрезвычайно сложен в тектоническом отношении. На рис. 174 и 175 показано, каким образом его строение может быть объяснено на основе рассматриваемой гипотезы. Ядром структурной системы района Новой Гвинеи является центральный бассейн Соломонова моря, ограниченный падающими в разные стороны зонами Беньофа, проходящими вдоль Новобританского желоба и желоба Вудларк. Море Бисмарка и море Вудларк рассматриваются В. Кребсом как типичные между дуговые бассейны, сформированные над воздымающимся астенолитом. Эти

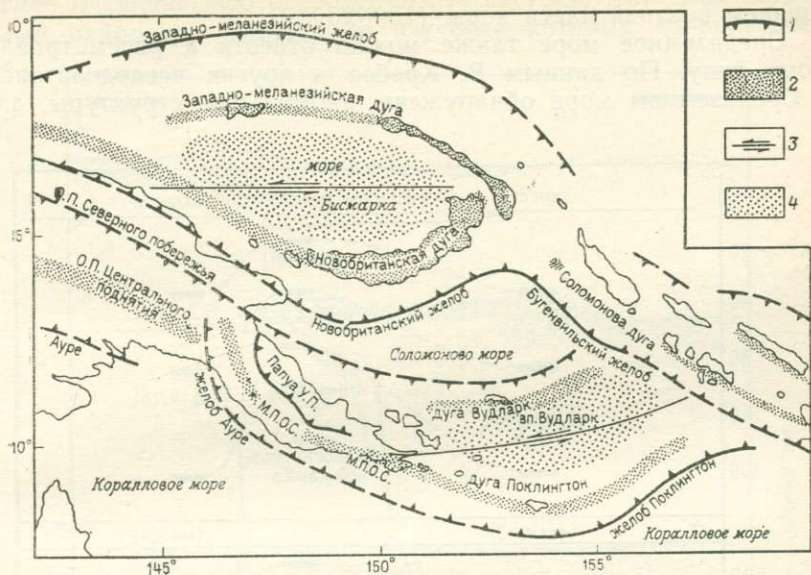


Рис. 174. Восточная часть Новой Гвинеи и западная Меланезия, интерпретируемые как система симметричных дуг. По В. Кребсу [247].

1 — желоба и складчатые пояса; 2 — островные дуги и центральные кристаллические ядра; 3 — главные разломы; 4 — междуговые бассейны; М. П. О. С. — метаморфический пояс Оуэн Стэнли; О. П. — орогенический пояс; У. П. — ультраосновной пояс

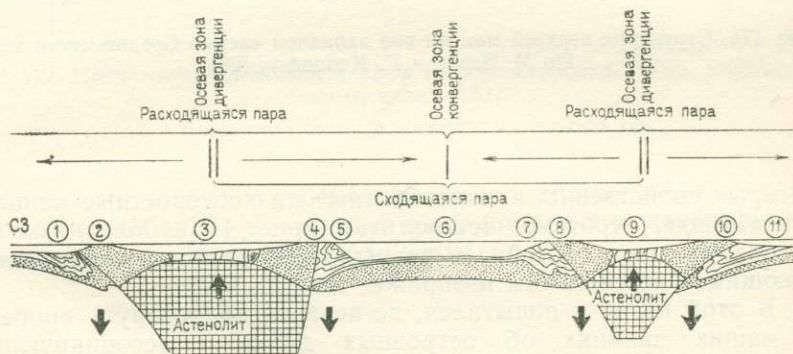


Рис. 175. Профиль через район к востоку от острова Новой Гвинеи, иллюстрирующий элементы системы симметричных дуг. По В. Кребсу [247].

Цифры в кружках: 1 — Западно-меланезийский желоб (неактивный); 2 — Западно-меланезийская дуга (неактивная); 3 — впадина Бисмарка (междуговая); 4 — Новобританская дуга (активная); 5 — Новобританский желоб (неактивный); 6 — впадина Соломонова моря; 7 — желоб Вудларк (неактивный); 8 — дуга Вудларк (неактивная); 9 — впадина Вудларк (междуговая); 10 — дуга Поклингтон (неактивная); 11 — желоб Поклингтон (неактивный)

и характеризуется более мощным осадочным покровом и утолщением верхней части коры (15—20 км).

Средиземное море также можно отнести к рассматриваемому типу. По данным В. Кребса и других исследователей, в Средиземном море обнаружены аномальные структуры, для

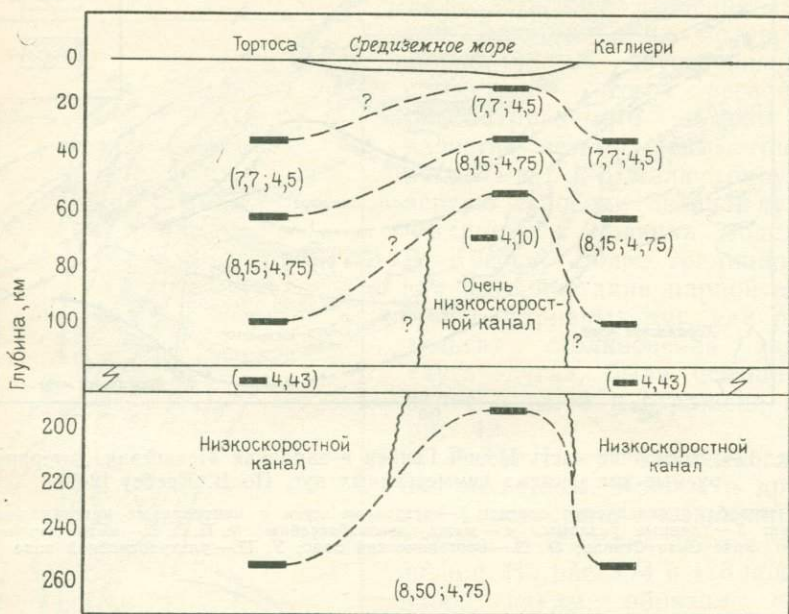


Рис. 176. Структура верхней мантии под западной частью Средиземного моря. По М. Берри и Л. Кнопоффу [25]

которых свойственны куполообразные низкоскоростные каналы, отвечающие, вероятно, астенолитам (рис. 176). Механизм образования этого бассейна в результате растяжения над поднимающимся астенолитом изображен на рис. 177.

В этой главе я попытался, во-первых, подчеркнуть пробелы в наших знаниях об островных дугах и ассоциирующих с ними структурных элементах; во-вторых, показать имеющиеся различия во взглядах на эту проблему, которые не так очевидны при обобщенном подходе; в-третьих, выявить слабые места традиционных уже плитотектонических построений и, наконец, в-четвертых, осветить те гипотезы, которые рассматривают островные дуги с иных, чем плитотектоника, позиций, и, по крайней мере, в отдельных своих аспектах настолько убедительны, что заслуживают серьезного внимания. Совер-

шенно очевидно, что островодужные системы являются ключевыми районами, дальнейшее изучение которых, по-видимому,

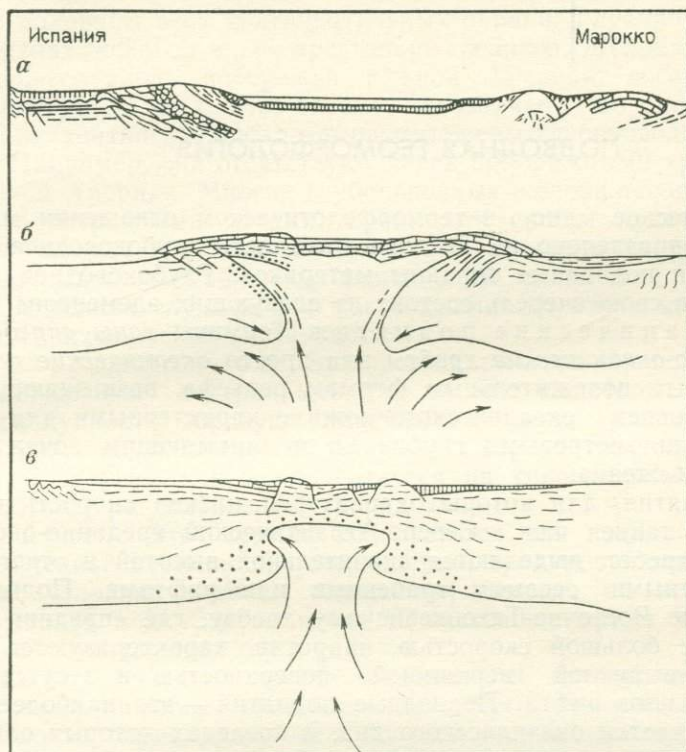


Рис. 177. Происхождение западной части Средиземноморья. По Л. Гленгвиду, с изменениями [161].

а — современная эпоха; *б* — миоцен; *в* — поздняя юра

приведет не только к умножению наших знаний об островных дугах и желобах, но и позволит продвинуться в решении фундаментальных проблем тектоники Земли.

ПОДВОДНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Океаническое дно в геоморфологическом отношении может быть подразделено на две основные части: глубоководное ложе океана и подводные окраины материков. Глубоководное ложе океана в свою очередь состоит из следующих элементов.

Океанические поднятия. Термины *зоны спрединга*, *срединно-океанические хребты* или просто *океанические поднятия* даны положительным формам рельефа, возвышающимся над уровнем океанического ложа с характерными для него четырехкилометровыми глубинами и занимающим почти 30 % площади океана.

Поднятия, для которых характерна низкая скорость спрединга, такие как Северо-Атлантический срединно-океанический хребет, выделяются значительной высотой и отчетливо выраженными осевыми грабенами или рифтами. Поднятия, подобные Восточно-Тихоокеанскому хребту, где спрединг протекает с большой скоростью, напротив, характеризуются широкой выпуклой вершинной поверхностью и отсутствием центрального рифта. Подводные поднятия — это наиболее молодые участки океанического дна, в пределах которых осадочный покров либо имеет небольшую мощность, либо полностью отсутствует. Они деформированы трансформными разломами, выраженными в виде уступов или желобов с амплитудой, превышающей 2 км, и отличающихся изрезанностью склонов.

Абиссальные равнины и холмы. Абиссальные равнины располагаются на глубине 3—6 км и занимают почти 42 % площади океанов. Холмы, возникшие первоначально в зонах спрединга, сложены вулканическими породами базальтового состава, среди которых часто присутствуют пиллоу-лавы. В процессе спрединга океаническое дно перемещается на более низкие гипсометрические уровни и перекрывается осадочным чехлом. Осадки, мощность которых нарастает по мере удаления от срединно-океанических хребтов, представлены здесь в основном красными глубоководными глинами с различным, в зависимости от широты и глубины океана, содержанием биогенных кремнезема и карбоната. Таким образом, абиссальные равнины — это простые аккумулятивные образования, осложненные одиночными холмами. Глубоководные отложения накапливаются здесь крайне медленно, со скоростью несколько миллиметров в тысячу лет.

Глубоководные желоба. Максимальные глубины приурочены не к центральной, а, напротив, к периферической части океанов и совпадают с желобами, проходящими почти вдоль половины всех континентальных окраин. Глубина океана в пределах желобов вдвое превышает среднюю. Желоба, протягивающиеся вдоль побережья Южной Америки, соседствуют с горной цепью Анд. Это, однако, не означает, что около всех окраинно-континентальных гор расположены глубоководные желоба. Например, они отсутствуют перед прибрежными хребтами Северной Америки. Многие глубоководные желоба тесно сопряжены с островными дугами. Границами систем дуга—желоб обычно служат с океанической стороны абиссальные равнины, а с противоположной — континентальный склон или краевое море. В редких случаях они могут вообще не иметь континентального ограничения (дуга Скотия).

Подводные горы. Эти формы рельефа представлены вулканическими постройками дна океана. Некоторые из них в совокупности образуют линейные цепочки, трассирующие путь движения океанической плиты над горячей точкой в астеносфере. Другие, как предполагается на современном уровне изученности, расположены беспорядочно.

Гайоты. Этот термин используется для подводных гор с уплощенной вершинной поверхностью, эродированных в надводных условиях и затем опущенных (иногда на несколько километров) под уровень моря. В настоящее время известно около 2000 подводных гор и гайотов.

Асейсмичные хребты. Подобные хребты представляют собой линейные вулканические формы, которые, по всей вероятности, маркируют след горячей точки, расположенной в подкоровой области. Примерами служат хребты Вэлвис, Рио-Гранде и Восточно-Индийский.

Подводные окраины материков состоят из следующих элементов.

Континентальный шельф. Это мелководная платформа, примыкающая к берегу континента и ограниченная со стороны океана перегибом, именуемым краем, или бровкой шельфа, которая залегает в среднем на глубине всего 130 м, реже до 200 м. Средняя ширина шельфа 75 км, уклон 1:500. Амплитуда микрорельефа иногда достигает 20 м.

По мнению А. Блума [28], глубина шельфа, очень близкая к рассчитанному максимально возможному гляцио-эвстатическому понижению уровня моря, показывает, что бровка шельфа почти определенно генетически связана с изменением уровня Мирового океана в четвертичный период. Поэтому вариации глубин шельфов должны быть обусловлены изостатическими или какими-либо другими тектоническими поднятиями и опусканиями, ледниковой эрозией или накоплением постледниковых отложений. Хотя некоторые участки на шельфах и сложены коренными породами, большая часть их площади

перекрыта осадками, достигающими мощности несколько сотен метров. Поверхность осадков, большинство из которых образовалось в субаэральных условиях, несет следы флювиальных, эоловых и устьевых процессов. Быстрое поднятие уровня моря в постледниковое время в некоторой степени преобразовало осадочный чехол, обусловив слабую выраженность зональности осадков вкост простираения шельфовой зоны. Четвертичные шельфы не типичны для более древних периодов, и данные об их морфологии и строении осадочного чехла трудно использовать при реконструкциях морских палеоландшафтов.

Приконтинентальная часть многих шельфов продолжается на суше в виде прибрежных равнин. Несмотря на это расчленяющие их речные долины редко прослеживаются в пределах шельфов из-за того, что они обычно перекрыты современными осадками. Тем не менее внешний край шельфа часто изрезан верховьями подводных каньонов.

Тектонические процессы могут происходить в шельфовой зоне, не нарушая рельефа его поверхности. Так, морфология ряда современных шельфов имеет спокойный характер, в то время как их фундамент подвергается блоковым деформациям. Пример такого рода был описан для юрского этапа развития Великобритании Б. Селвудом и Х. Дженкинсом [372]. Юрские впадины и поднятия испытывали здесь соответственно значительные и крайне слабые относительные опускания, однако осадконакопление в течение всего этого времени шло достаточно быстро для того, чтобы нивелировать эти различия и сохранять примерно один и тот же уровень дна моря. Приведенный пример не является прямым аналогом процессов, происходящих на современном шельфе. Он характеризует особенности эволюции эпиконтинентальных морей, т. е. морских бассейнов, занимающих обширные участки континентов, и относится к начальному этапу образования Атлантического океана.

Краевые плато. Эти плато во многих отношениях напоминают шельф, но обычно отличаются более значительными глубинами. Они могут формироваться вследствие опускания участков шельфа по разломам. Однако некоторые из них имеют иное происхождение и представляют собой небольшие участки коры континентального типа, возможно, отделившиеся от материковых масс. Краевым плато не хватает энергии вздымания для того, чтобы сформировать значительные участки суши. Иногда они относятся к категории *микроконтинентов**.

Дельты. Крупнейшие реки мира создают гигантские дельты многокилометровой мощности (мощность дельты Амазонки 11 км) поперечником в сотни километров, непосредственно связанные с источниками их питания. Наилучшими при-

* Примерами микроконтинентов могут служить Сейшельская банка и Новозеландское подводное плато.— *Прим. ред.*

мерами являются дельты Амазонки, Нигера и Миссисипи, хотя последняя представляет особый случай, так как располагается в Мексиканском заливе, а не в океане.

Окраинные моря. Островные дуги — это субаэральные образования, локализующиеся главным образом в западной части Тихого океана. Они отделены от континентов сравнительно мелководными бассейнами*, известными под названием окраинных морей, в большинстве случаев представленных зонами спрединга.

Глубоководная терраса между дугой и желобом (arc-trench gap). Этим неудачным термином именуется не ущелье в традиционном понимании английского слова gap, а полоса сравнительно мелководного моря между крутым приконтинентальным склоном глубоководного желоба и соседней островной дугой.

Эпиконтинентальные моря. Там, где отсутствуют островные дуги, небольшие моря, обрамляющие континент, могут отчленяться от океана прерывистыми барьерами другого типа. Такие моря располагаются главным образом в бассейне Атлантического океана (например, залив Мэн) и называются эпиконтинентальными.

Материковые склоны. Они начинаются от бровки шельфа, редко находящейся на глубине больше 200 м, и прослеживаются обычно до глубин 2—3 км, где располагается верхняя часть материкового подножия. Средняя крутизна материковых склонов равняется всего 4°, но некоторые из них, как, например, склоны краевого плато Блейк к востоку от берегов п-ова Флориды и материковый склон Южной Австралии, могут быть гораздо круче (до 27°). В плане континентальные склоны, ширина которых варьирует от 15 до 30 км, представляют собой прямолинейные или несколько искривленные полосы.

Эти формы рельефа различаются в структурном и генетическом отношениях. Одни из них представляют собой приразломные (фронтальные) уступы, служащие границами дрейфующих континентов, другие являются склонами крупных подводных аккумулятивных тел, третьи, вероятно, выступают в роли различных вариантов «дамб», задерживающих сносимые с континента осадки, и имеют тектоническое, вулканогенное и органическое (коралловые рифы) происхождение.

Подводные каньоны. Этим термином обозначаются гигантские каньоны, начинающиеся на шельфе и врезанные в материковый склон. Они прослеживаются до глубин, превышающих 5000 м, и характеризуются V-образным поперечным профилем, значительной глубиной (до 1000 м) и иногда системой притоков в верховьях. Подобные каньоны известны во всех

* Значительные площади дна типичных окраинных морей обладают глубинами свыше 2000 м; глубже других Японское (до 3699 м), Берингово (более 4000 м), Охотское (до 3521 м). — *Прим. ред.*

прибрежных зонах, и хотя некоторые из них служат подводными продолжениями крупных рек, другие изначально возникли на континентальном склоне в субаквальных условиях. Многие подводные каньоны врезаны в коренные породы и относятся к отчетливым эрозионным формам рельефа.

Известно, что подводные каньоны служат трассами движения турбидитных (мутьевых) потоков, и поэтому углубление некоторых из этих каньонов предположительно связывается с эродирующим действием таких потоков. Однако подобное происхождение свойственно далеко не всем каньонам. Так, подводные каньоны Средиземного моря сформировались в миоценовое время в результате эрозионного расчленения поверхностными водотоками днища депрессии, не занятой морскими водами [198].

Материковое подножие. Эти формы рельефа являются подводными аналогами предгорных аллювиальных равнин и располагаются у основания материковых склонов на глубине нескольких километров. Они имеют слабоклонную (около 1°) поверхность и занимают почти 5 % площади океанического дна. Сейсмические исследования показали, что континентальные подножия представляют собой «лежащие клинья» осадков, мощность которых в верхней части приближается к 6 км, протягивающихся от основания материкового склона на расстояние до 600 км. Далеко не всегда на возвышенных участках материковых подножий фиксируются устья подводных каньонов. Тем не менее все материковые подножия сложены осадками, снесенными с континента. Расположенные здесь конусы выноса характеризуются развитием пересекающих их меандрирующих врезов, ограниченных «прирусловыми» валами. Эти формы рельефа сформировались при схождении мутьевых потоков и могут достигать значительных размеров. Так, например, врезы, расчленяющие конус Монтерей, имеют длину 36 км, а высота «прирусловых» валов приближается к 370 м.

В табл. 4 приведены некоторые дополнительные сведения об особенностях строения подводного рельефа. Табл. 5 дает представление об основных геологических и геофизических характеристиках главных геоморфологических провинций дна океанов.

КОРАЛЛОВЫЕ РИФЫ

Коралловые рифы — крупные морские органогенные формы рельефа. Они сложены известняком, сформированным из сцементированных скелетов кораллов и других организмов, главным образом остатков водорослей и червей. Изучение коралловых рифов позволяет получить информацию, крайне полезную для решения тектонических проблем и проблем морского осадконакопления.

Характерные линейные и угловые параметры подводного рельефа. по Б. Хизену и Л. Уилсону [183]

Элемент подводного рельефа	Параметры	Примечания	Примеры
Континентальный шельф	Ширина от незначительной до >300 км. Амплитуда рельефа <20 м. Глубина <200 м. Градиент <1:1000	Внешняя (приокеаническая) граница или бровка шельфа проходит там, где градиент становится >1:40	Северо-восток США
Краевое плато	Аналогичны шельфу, за исключением глубины, которая колеблется от 200 до 1200 м	Внешний (приокеанический) барьер или порог отсутствуют	Плато Блэйк
Эпиконтинентальное море	Аналогичны шельфу, за исключением глубины, которая колеблется от 100 до 1500 м	Со стороны океана органичено барьером или порогом	Залив Мэн
Материковый склон	Ширина местами до 150 км. Амплитуда рельефа иногда >2000 м. Глубина от 100 до 2000 м. Градиент >1:40 (3—6°)	Верхней границей является бровка шельфа. Значительная амплитуда рельефа обусловлена наличием подводных каньонов	Северо-восток США
Краевой уступ материкового склона	Ширина несколько километров. Высота над уровнем океанского ложа 2000—4000 м. Глубина от 1000 до 3000 м. Градиент >1:10	Носит характер обрыва	Уступ плато Блэйк
Приконтинентальный (обращенный к суше) склон желоба	Высота над уровнем океанского ложа несколько тысяч метров. Глубина (перепады) от 500 до 5000 м. Градиент >1:40	Всегда связан с желобами	Южный берег желоба Пуэрто-Рико
Материковое подножие	Ширина от незначительной до >300 км. Амплитуда рельефа <40 м. Глубина 1500—5000 м. Градиент от 1:1000 до 1:700	Значения градиента убывают в сторону моря до <1:1000, хотя иногда встречаются 1:2500 и 1:50	Северо-восток США
Внешний хребет островной дуги	Ширина >150 км. Высота над уровнем ложа океана 200—2000 м.	Расположен в приокеанической части окраинного моря или желоба	Северная часть желоба Пуэрто-Рико

Элемент подводного рельефа	Параметры	Примечания	Примеры
Окраинное море	Размеры варьируют. Глубина < 5000 м. Градиент часто < 1:1000	Ограничено с внешней стороны хребтом островной дуги, материковым склоном	Японское море
Краевой желоб	Ширина 30—100 км. Протяженность 300—5000 км. Глубина 3000—10000 м. Амплитуда рельефа > 2000 м	Узкий; крутые склоны	Желоб Пуэрто-Рико
Континентальная окраина	Аналогичны шельфу. Отличие в амплитуде рельефа 100—1000 м. Глубина до 2000 м. Градиент 1:1000—1:40	Характерны поднятия и депрессии	Морское дно у берегов Южной Калифорнии
Подводный каньон	Ширина 1—15 км. Амплитуда рельефа 20—2000 м. Глубина 20—2000 м. Градиент < 1:40	Чаще всего пересекает материковое подножие. Протяженность до 500 км	Каньон Гудзон, близ Нью-Йорка
Абиссальные холмы	Ширина 100 м — 100 км. Высота иногда до 1500 м	Находятся на приокеанической части абиссальных равнин; обычно образуют пояса	Западная Атлантика, провинция Абиссальных Холмов
Абиссальные равнины	Ширина иногда до 1000 км. Глубина обычно > 3000 м. Градиент 1:1000 (до 1:10 000). Амплитуда рельефа приближается к нулю	Характеризуются уплощенностью и крайне слабым уклоном. Небольшие равнинные участки встречаются на дне желобов	Северная Атлантика, абиссальные равнины Нарес и Сом
Океанические поднятия	Ширина 300—500 км. Высота над уровнем ложа океана до 5000 м	Асейсмичные структуры с очень контрастным рельефом (гладкие склоны, крутые уступы)	Бермудское поднятие
Асейсмичные хребты	Ширина до 150 км. Протяженность до 4000 км. Высота над уровнем ложа океана до 4000 м	Крайне асимметричны	Хребет Вэлвис

Элементы подводного рельефа	Параметры	Примечания	Примеры
Подводные горы	Ширина 2—100 км. Высота над уровнем океанического ложа >1000 м. Глубина вершины от уровня моря 0—2000 м	Подводные вулканы; вершины часто срезаны волнами и скрыты под водой (гайоты). Могут быть основанием атоллов	Восточная часть Тихого океана
Океанические плато	Протяженность и превышения те же, что и у океанических поднятий. Градиент $<1:1000$ в верхней части $>1:40$ на склоне	Иное название — микроконтиненты	Маскаренское плато в Индийском океане
Срединно-океанический хребет	Ширина 2000—4000 км. Протяженность десятки тысяч километров. Высота над уровнем океанического ложа 1—3 км. Глубина 0—5000 м	Состоит из центральной (гребня) и периферической зон	Срединно-Атлантический хребет
Периферическая зона срединно-океанического хребта	Ширина 500—1500 км. Амплитуда рельефа до 1000 м. Глубина >3000 м	Включает раздробленные плато; на фланге осложнена уступами	Срединно-Атлантический хребет
Гребень срединно-океанического хребта	Ширина 500—1000 км. Амплитуда рельефа 2000 м. Глубина 2000—4000 м	Включает рифтовую зону шириной от 20 до 50 км	Срединно-Атлантический хребет

Главные геологические и геофизические характеристики некоторых основных подводных геоморфологических провинций.
По Б. Хизену и Л. Уилсону [183]

Провинция	Геологическое строение	Геофизические характеристики (все области, кроме желобов, изостатически скомпенсированы)	Предполагаемый генезис
Континентальный шельф	Неконсолидированные разнообломочные терригенные осадки	Асейсмичен, с магнитными аномалиями над погребенными вулканами и другими геологическими структурами	Представляет собой погребенные поднятия и трог
Материковый склон	Неконсолидированные терригенные илы и глины; местами литифицированные и перекрытые	Асейсмичен; интенсивные магнитные аномалии, маркирующие обрывистый край континента	В структурном отношении представляет собой границу континента
Материковое подножие	Неконсолидированные илы и глины, часто турбидитного происхождения, переработанные подводными горизонтальными течениями	Асейсмично, со слабыми магнитными аномалиями (области современных желобов сейсмически активны и некомпенсированы изостатически)	Осадочная призма, возможно заполняющая древние желоба
Абиссальные равнины	Неконсолидированные илы и пески турбидитного и пелагического происхождения	Асейсмичны, с линейными магнитными аномалиями, не связанными с морфологическими выраженными структурами	Аккумулятивная равнина, перекрывающая комплекс магматических пород абиссальных холмов
Абиссальные холмы	Щелочные базальты и габбро	Сходны с абиссальными равнинами	Перемещенная древняя кора срединно-океанического хребта
Периферические зоны срединно-океанического хребта	Аналогично абиссальным холмам	Асейсмичны, слабо выраженные линейные магнитные аномалии, проходящие параллельно границам зоны	Древняя кора срединно-океанического хребта, сформированная в осевой зоне и отодвинутая от нее со временем в результате спрединга
Осевая зона срединно-океанического хребта	Щелочные базальты и габбро (серпентиниты)	Высокосейсмична с интенсивными магнитными аномалиями над рифтовой зоной. Высокий тепловой поток	Зона проникновения продуктов первоначальной дифференциации мантийного материала, формирующего океаническую кору и перемещающегося в сторону от гребня хребта

Рост кораллов лимитируется целым рядом факторов. Для их развития необходим солнечный свет, поэтому обычно они растут на глубине всего 50 м от поверхности моря, хотя при исключительных условиях глубина обитания кораллов может достигать 100 м. Несмотря на то что оптимальная для жизни кораллов температура воды колеблется около $+25^{\circ}\text{C}$, они могут переносить понижение температуры почти до 18°C . Кораллы предпочитают жить в чистой воде нормальной солености, и поэтому их постройки не встречаются в пресных водах, а также в закрытых бассейнах, характеризующихся повышенной концентрацией солей. Для развития кораллов требуется твердое основание, наличие питательных веществ, приносимых волнами, и малое содержание в воде взвешенных частиц. Последнее определяет отсутствие коралловых построек вблизи устьев рек.

Бурение коралловых островов показало, что некоторые из них состоят из известняков большой мощности. Так, один из островов Маршаллова архипелага Эниветок имеет мощность коралловой толщи 1400 м, а атолл Бикини, вероятно, 1500 м. Кораллы не могут начать расти на таких значительных глубинах, и поэтому остается лишь признать, что, во-первых, их основание непрерывно погружается от первоначального уровня, характеризующегося глубинами, подходящими для развития кораллов, и, во-вторых, скорость роста коралловых рифов примерно равняется скорости опускания.

Такой процесс должен протекать длительное время, и действительно известняки указанных островов начали формироваться еще в палеогене.

С другой стороны, основание некоторых коралловых рифов лежит на небольшой глубине. Примерами могут служить коралловые острова Бермудского архипелага, которые располагаются на платформе (плато), погруженной всего на 75 м под уровень моря, и Большой Барьерный Риф Австралии, опирающийся на нерифовую подводную платформу на глубине около 140 м.

Современные рифы имеют интересные особенности, обусловленные их географическим положением. Так, для рифов Индийского и Тихого океанов характерно наличие передовых кораллово-водорослевых барьеров (валов), определяющих положение зоны бурунов и в значительной степени защищающих расположенные за ними коралловые острова от разрушения. Рифы Атлантического океана лишены подобных валов, не имеют впереди себя бурунной зоны, и поэтому коралловые острова Атлантики характеризуются преимущественно небольшими размерами и легко разрушаются волноприбойной деятельностью. Данная закономерность представляет интерес в связи с изучением состояния окружающей среды. Кроме того, поскольку предполагается, что в прошлом рифы могли по некоторым свойствам отличаться от современных, мы не можем униформистски распространять современные особенности развития коралловых построек на процессы, происходившие в далеком прошлом.

Среди коралловых рифов в зависимости от их положения по отношению к суше выделяются несколько различных типов. Береговые рифы развиваются фактически на подводном основании островов и формируют их береговую линию. Между береговым рифом и островом лагуна не образуется. В отличие от них барьерные рифы отделены от суши лагиной. Атоллы пред-

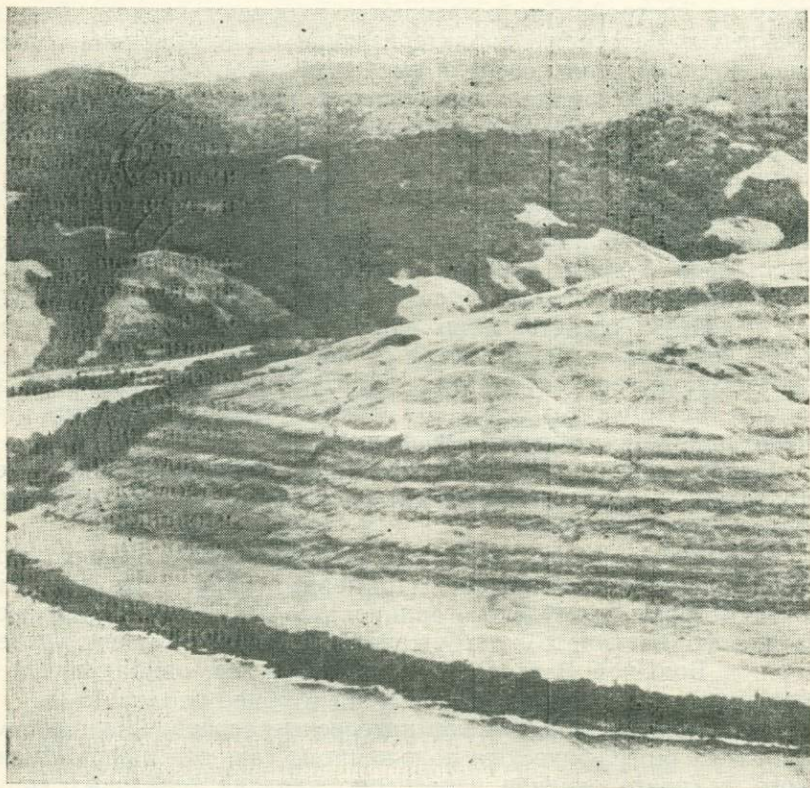


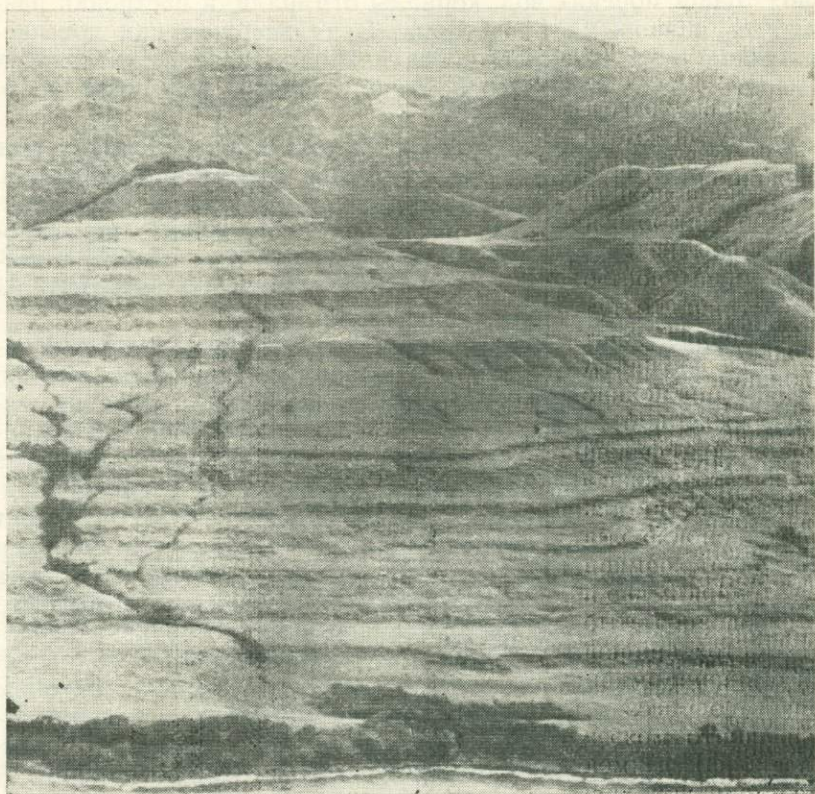
Рис. 178. Поднятые коралловые тер

ставляют собой кольцевые коралловые рифы с расположенной в центре лагуной. Суша рядом с такими рифами отсутствует.

Рост коралловых рифов и формирование различных их типов прямо связаны с изменениями положения уровня моря. Снижение уровня моря создает условия, особенно подходящие для развития береговых рифов. Правда, разрастание таких построек в сторону океана возможно только на ограниченное расстояние — до резкого свала глубин. При поднятии уровня морских вод рифовые постройки наращиваются вверх и в стороны, образуя барьерный риф с внутренней лагуной. Как еще

в 1838 г. подчеркнул Ч. Дарвин, барьерные рифы могут формироваться только в условиях поднятия уровня моря.

Особый случай роста рифов в условиях поднятия уровня океана представляют атоллы, образующиеся при столь значительном поднятии уровня вод, что острова, первоначально расположенные в центре барьерного рифа кольцевой формы, ока-



расы на п-ве Хуон, Папуа — Новая Гвинея

зываются затопленными. При этом быстром относительном поднятии уровня морских вод рост кораллов может не успевать компенсировать погружение рифовой постройки. Это, в конце концов, приводит к погружению рифов на значительные глубины и гибели кораллов. Подобная ситуация характерна для многих гайотов, вершины которых слагаются древними коралловыми рифами, прекратившими свое активное развитие при погружении в глубины океана. Именно такой механизм образования хребтов, сложенных рифовыми известняками и выступающих над уровнем моря, предложил Ч. Дарвин, в связи с чем

общий принцип его теории до сих пор не потерял своего значения.

Другие исследователи, обратив внимание на почти одинаковую глубину многих лагун, равную примерно 100 м, предположили, что формирование коралловых хребтов связано с изменением уровня моря в плейстоценовое время. Согласно этой концепции в период падения уровня моря рифы обнажались из-под толщи морских вод, кораллы отмирали, и постройки разрушались волновыми процессами. В дальнейшем при повышении уровня моря кораллы вновь начинали разрастаться вверх по мере подъема вод до современного уровня, формируя молодые барьерные рифы.

Возражения по поводу этой схемы, как основы общей теории развития рифов, могут быть сделаны с различных позиций. Во-первых, глубина лагун не настолько одинакова, и, во-вторых, острова, расположенные за рифовыми постройками, не затронуты абразией. Кроме того, можно привести ряд других возражений, которые, однако, не ставят под сомнение действительные результаты колебания уровня моря.

Изменения уровня моря в районах развития коралловых рифов могут быть изучены очень детально, особенно в тех местах, где они связаны с тектоническими поднятиями. Примером является изученный Дж. Чепеллом [55] и другими исследователями п-ов Хуон в Новой Гвинее (рис. 178), где коралловые террасы можно проследить до высоты 2500 м над уровнем моря. Эта территория отличается хорошей обнаженностью, что дает возможность непосредственно наблюдать особенности строения кораллового рифа. Повышение уровня моря здесь отмечалось разрастанием кораллов по латерали и вертикали, стабильное его положение — только наращиванием вширь основания коралловых рифов без увеличения их высоты и некоторым захоронением нижележащей части постройки, и, наконец, снижение уровня маркируется началом роста новых рифов на древних отмерших поверхностях более ранних построек. Прослеживая положения перечисленных уровней кораллового рифа, можно составить диаграмму поднятий и опусканий поверхности морских вод, а определив с помощью комплекса урановых датировок абсолютный возраст известняков, — привязать колебания уровня моря к временной шкале.

Сейчас хорошо известно, что во многих районах мира после окончания последнего ледникового периода произошло поднятие уровня моря до его современного положения. При этом он почти сравнялся с тем уровнем, которое море занимало 120 000 лет назад — в период предпоследнего межледниковья. Существующие различия составляют, вероятно, ± 4 м, и поэтому указанный древний уровень служит отличным репером для палеореконструкций.

В Новой Гвинее коралловая терраса возраста 120 000 лет располагается на высоте почти 240 м. Если допустить, что тек-

тоническое поднятие протекало с одинаковой интенсивностью, то его скорость в этот период времени равнялась 2 мм/год (2000 Б). Однако графическое изображение данных изменений уровня моря свидетельствует против предположения о стабильной скорости поднятий и позволяет получить кривую вариаций уровня за последние 120 000 лет (рис. 179).



Рис. 179. Кривая изменений уровня моря, построенная на основании данных изучения коралловых террас п-ова Хуон, о-в Новая Гвинея. По Дж. Чепелю [55].

Точки перегиба отмечают наиболее высокое положение над уровнем моря самых мелко-водных фаций или ступеней со следами волноприбойной деятельности

Поднятие коралловых рифов фиксируется во многих районах мира, и рассмотренный метод может широко применяться для изучения относительных тектонических перемещений различных участков океанического дна.

Восходящие движения некоторых групп островов носят дифференцированный характер. Примером могут служить острова Тробриан, расположенные у восточной оконечности о-ва Новая Гвинея. На различных островах этого архипелага фиксируется неодинаковое количество фаз тектонических поднятий: одна на западном острове этого архипелага — Каилиуна, две на центральном о-ве Киривина и около пяти на восточном о-ве Китова. Некоторые острова покрыты «лестницами» коралловых террас, впоследствии деформированных перемещениями по разломам. Коралловые рифы, таким образом, несут полезную тектоническую информацию и являются инструментом тектонического анализа, ценность которого далеко не пропорциональна той небольшой площади, которую они занимают.

ТЕКТОНИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОБЕРЕЖИЙ

Классификацию побережий можно проводить, основываясь на различных их особенностях: энергетическом балансе, составе слагающих их пород и других чертах строения и развития береговой зоны. Остановимся на тех классификациях, которые имеют отношение к геологическому строению и тектонической эволюции побережий.

Одна из наиболее давних классификаций предусматривает разделение побережий на Атлантический и Тихоокеанский типы. Первый характеризуется дискордантностью береговой линии и структур континентов, второй — согласным их расположением. В зависимости от того, происходит ли отступление береговой линии или же ее продвижение в сторону океана вследствие



Рис. 180. Генетические типы побережий. По X. Валентину [425]

аккумуляции осадков, в некоторых классификациях побережья подразделяются на воздымающиеся и погружающиеся. Д. Джонсон [210], предложивший такую классификацию, выделил четыре главные группы побережий: поднимающиеся, погружающиеся, нейтральные и сложные. К сожалению, почти все берега оказались относящимися к группе сложных, и поэтому данная классификация сейчас практически не используется.

Ф. Шепард [375], считавший, что современные побережья в основном погружаются из-за постледникового эвстатического поднятия уровня моря, разделил побережья на две группы: первичные, под которыми он понимал побережья, хотя и затопленные, но в остальном оставшиеся без изменения, и вторичные, т. е. те, которые преобразованы абразионными и аккумулятивными процессами.

X. Валентин [425] разработал классификационную систему (рис. 180), в которой процессы опускания и поднятия используются в совокупности с абразией (деградацией) береговой линии и ее наращиванием за счет аккумуляции осадков, предполагая, что эти факторы определяют как продвижение берега в сторону моря, так и отступление его в сторону суши.

Д. Инмен и К. Нордстром [202] предложили, пожалуй, наиболее полную классификацию побережий, базирующуюся на тектонической основе. В первую очередь они выделили элементы побережий трех различных порядков. К первому порядку относятся самые крупные элементы строения побережий, связанные с тектоникой литосферных плит и имеющие протяженность вдоль береговой линии почти 1000 км, поперечник (в который входят континентальный шельф и прибрежная равнина) около 100 км и вертикальную амплитуду (от океанического дна до вершин горных хребтов) примерно 10 км.

Элементы побережий второго порядка обусловлены процессами денудации и осадконакопления и имеют соответствующие параметры, равные 100 (длина), 10 (ширина) и 1 (ампли-

туда) км. К элементам третьего порядка отнесены участки, связанные с волноприбойной деятельностью. Отмечается, что зона побережья определяется элементами первых двух порядков, в то время как элементами третьего порядка обусловлены особенности строения собственно береговой зоны.

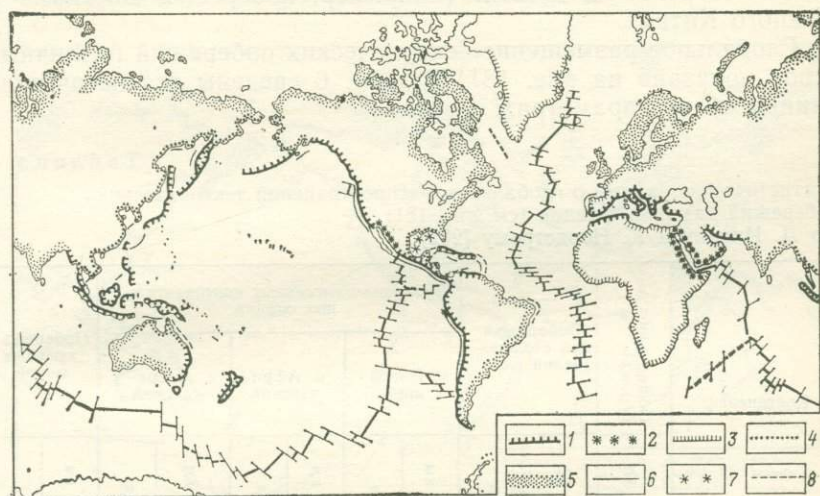


Рис. 181. Глобальное распространение тектонических побережий и шельфов различных типов. По Д. Инману и К. Нордстрому [202].

Побережья; 1 — зон столкновения; 2, 3, 5 — пассивных континентальных окраин (2 — новейший тип, 3 — африканский тип, 5 — американский тип); 4 — краевых морей. Типы шельфа; 6 — тектоническая «дамба»; 7 — «дамба» из соляных куполов; 8 — рифовая «дамба»; аккумулятивный тип не отмечен

В тектоническом отношении побережья согласно такому подходу могут классифицироваться следующим образом.

1. Побережья активных окраин литосферных плит:

- а) континентальные побережья, где мощная континентальная плита взаимодействует с маломощной океанической плитой (например западное побережье Америки);
- б) островодужные побережья, где взаимодействуют маломощные океанические плиты (например, побережья Индонезийской, Филиппинской и Алеутской островных дуг).

2. Побережья пассивных окраин литосферных плит:

- а) новейший тип побережий, сформированный в результате геологически недавнего и современного развития спрединга (например, побережья Красного моря и Калифорнийского залива);
- б) африканский тип, включающий побережья пассивных окраин, развитых на противоположных сторонах континента (например, побережья Африки, омываемые Атлантическим и Индийским океанами);

в) американский тип — побережья пассивной окраины континента, противоположная сторона которого характеризуется развитием побережий активных окраин (например, восточное побережье Америки).

3. Побережья краевых морей, отделенные от открытого океана островными дугами (например, побережья Вьетнама и Южного Китая).

Глобальное размещение тектонических побережий различных типов показано на рис. 181. В табл. 6 сведены статистические данные об их параметрах.

Таблица 6

Статистические данные о глобальном распространении тектонических побережий различных типов (см. рис. 181).

По Д. Инмену и К. Нордстрому [202]

Континент	Общая длина побережья	Побережья зон столкновения плит		Побережья пассивных континентальных окраин						Побережья краевых морей	
				а. Новейший		в. Африканский		с. Американский			
		тыс. км	тыс. км	%	тыс. км	%	тыс. км	%	тыс. км	%	тыс. км
Европа—Азия	72,5	9,7	12,9	7,8	10,4	1,7	2,3	31,4	41,7	24,6	32,7
Африка	24,7	1,6	6,5			23,1	93,5				
Сев. Америка	43,4	11,4	26,3	2,4	5,5			24,2	55,8	5,4	12,4
Южн. Америка	27,3	9,0	32,9	2,4	8,8			12,5	45,8	3,4	12,5
Антарктида	24,5										
Австралия	14,9	2,5	16,8	1,3	8,8			5,7	38,2	5,4	36,2
Крупные о-ва (>2,500 км ²)	136,1	82,3	60,5			14,5	10,6	39,3	28,9		
Мелкие о-ва (<2,500 км ²)	93,0	60,3	65,0					32,7	35,0		
Мир в целом, исключая Антарктиду	439,7	171,1	89,1	18,9	4,3	29,8	6,8	155,4	85,4	38,8	8,8

Рассмотренная классификация имеет свои недостатки. Например, побережья Индии во время дрейфа субконтинента в северном направлении должны были относиться к африканскому типу, но после столкновения Индостана с Азией эти же побережья, несмотря на то что большая часть их черт осталась неизменной, стали относиться уже к американскому типу. На рис. 181 Европейское побережье Средиземного моря показано как побережье активной окраины плиты, хотя этот район может рассматриваться и в качестве примера побережий пассивной континентальной окраины. В ответ на эти и ряд других аргументов Д. Инмен и К. Нордстром предложили иную классифи-

кацию, базирующуюся на менее рискованных характеристиках, а именно на их морфологии (рис. 182). Согласно этой классификации выделяются:

Гористые побережья. Характеризуются узким (менее 50 км) шельфом, прибрежными горами высотой 300 м и выше, обычно обрывистой и скалистой береговой линией.

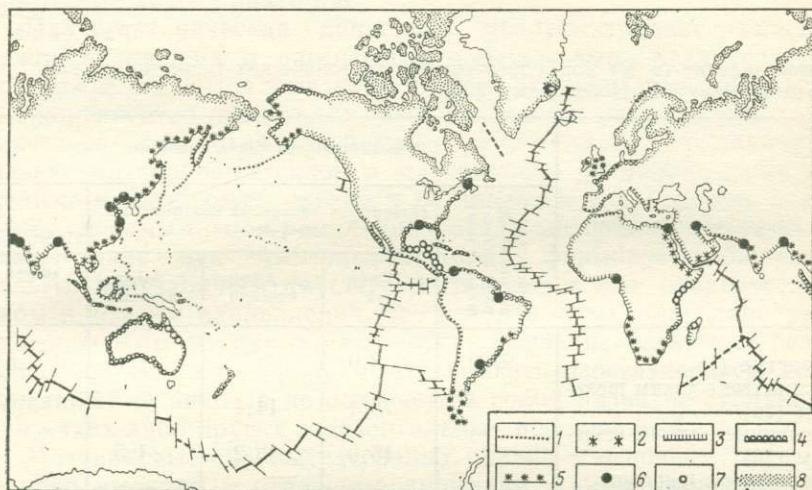


Рис. 182. Глобальное распространение побережий различных морфологических типов. По Д. Инмену и К. Нордстрому [202].

Побережья: 1 — гористые; 2, 3 — с узким шельфом (2 — холмистые, 3 — равнинные); 4, 5 — с широким шельфом (4 — равнинные, 5 — холмистые); 6 — дельтовые; 7 — рифовые; 8 — ледниковые

Холмистые побережья с узким шельфом. Отличаются небольшой (менее 50 км) шириной шельфа, холмистым рельефом (высота холмов до 300 м) и изрезанной береговой линией, образуемой сочетаниями мысов и бухт.

Равнинные побережья с узким шельфом. Шельф в данном подтипе также имеет ширину меньше 50 км, а прибрежные равнины на побережье могут быть несколько приподняты.

Равнинные побережья с широким шельфом. Характеризуются шельфом, протягивающимся от континента более чем на 50 км, и прибрежной низменностью, ограниченной широкой зоной пляжа.

Холмистые побережья с широким шельфом. Шельф имеет такие же параметры, как и в предыдущем случае, и постепенно переходит в прибрежную холмистую равнину.

Дельтовые побережья. Обычно это выдающийся в сторону моря выступ протяженностью вдоль берега 50 км и более, сформированный в результате осадконакопления в устьях рек.

Рифовые побережья.

Ледниковые побережья, характеризующиеся преимущественным развитием деструктивных процессов, связанных с действием ледников.

На рис. 182 показаны особенности глобального распространения побережий различных морфологических типов. Взаимотношение этой классификации с классификацией побережий, построенной на тектонической основе, иллюстрирует табл. 7.

Таблица 7

Сопоставление (в %) морфологических и тектонических типов побережий.
По Д. Инмену и К. Нордстрому [202]

Морфологические типы	Главнейшие тектонические типы				Побережья краевых морей
	Побережья активных окраин литосферных плит	Побережья пассивных континентальных окраин			
		а. Новейший	в. Африканский	с. Американский	
Гористые (1)	97,2	8,0			2,5
Холмистые с узким шельфом (2а)		75,1	14,1		5,6
Равнинные с узким шельфом (2б)		15,9	46,2	1,5	
Равнинные с широким шельфом (3а)			4,0	89,3	3,1
Холмистые с широким шельфом (3б)				2,2	77,4
Дельтовые (4)		1,0	3,4	1,3	5,8
Рифовые (5)			3,0	1,9	5,6
Ледниковые (6)	2,8		29,3	3,8	
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Доля побережий различных типов в % (исключая Антарктиду)	39,0	4,6	7,5	35,2	8,1

Подобно классификации рек П. Поттера (см. с. 248) и классификации дельт М. Одли-Чарльза, которые опирались на анализ тектонической позиции объектов, классификация Д. Инмена и К. Нордстрема позволяет подразделить побережья в зависимости от характера тектонических процессов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РЕЛЬЕФА ДНА ОКЕАНОВ

Происхождение рельефа дна океанов большинством исследователей рассматривается в настоящее время с единых позиций. Центральная часть океанических поднятий, которая может быть осложнена рифтовой впадиной, выступает как зона спре-

динга, от которой в различные стороны перемещается дно океана. При таком перемещении происходит понижение батиметрического уровня дна (возможно в результате охлаждения слагающего его материала) и формирование абиссальных равнин. Рельеф океанического дна усложняется вулканическими постройками и тектоническими уступами, проходящими вдоль трансформных и других разломов.

Плитотектоническая концепция предусматривает различия между активными и пассивными побережьями. Атлантическое побережье относится к разряду пассивных, поскольку перемещение континентов происходит здесь вследствие разрастания океанического дна. Для подобных ситуаций характерны типичные шельф, материковый склон и материковое подножие, расположенные между ложем океана и континентом и сложенные осадками, сносимыми с обрамляющих океан материков. Гигантские реки, такие как Амазонка и Нигер, формируют обширные дельты,двигающиеся вместе с погребаемым ими океаническим дном в том же направлении, что и континенты, благодаря разрушению которых они образовались. Давление дельтовых осадков на океаническую кору может вызвать изостатическую компенсацию, но никогда не повлечет за собой развитие субдукции или каких-либо других горизонтальных перемещений.

Материковые склоны пассивных окраин в основном пологие. Однако имеются и отдельные аномалии. Так, южноавстралийский материковый склон очень крутой, хотя он и располагается у пассивной окраины континента. Этот склон рассматривается как слабо преобразованный уступ, сформированный при отрыве Австралии от Антарктиды. Он в очень небольшой степени надстроен осадками, ибо, за исключением Муррея, на южном берегу Австралии нет крупных рек, большая часть внутриконтинентальных областей отличается аридностью климата, а континент в целом уплощен и эрозия в его пределах развита слабо.

Вдоль пассивных побережий сосредоточены мощные скопления осадков, залегающие в краевых бассейнах (впадинах); последние, вероятно, заложились еще при расколе первичного суперконтинента. Мощный лежащий клин осадков фиксируется у восточных и северных берегов Северной Америки; целый ряд бассейнов осадконакопления обрамляет Африку и располагается у берегов Европы. Типичным примером последних служат Северное и Ирландское моря. Большинство из краевых бассейнов имеют меловой возраст, хотя крупная впадина такого типа вблизи Западной Австралии характеризуется почти непрерывным осадконакоплением, начиная с ордовика [135].

Тектонически активные побережья отличаются наличием взаимосвязанных систем, состоящих из островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей, а также связанных с ними других, гораздо более спорных в структурном отношении элементов. Особенно сложно построена юго-западная часть Ти-

хого океана; здесь представлен широкий спектр морей, желобов и хребтов, занимающих территорию треугольной формы, лежащую между Новой Гвинеей, Новой Зеландией и островами Тонга. Гипотеза субдукции, с помощью которой предпочитают объяснять строение этого района, так же как и в других местах (с. 276), не дает исчерпывающего ответа на все имеющиеся вопросы. Так, одни глубоководные желоба нацело лишены осадочного покрова, другие выполнены горизонтально залегающими осадками, а третьи отличаются значительной дислоцированностью осадочного чехла. Для объяснения указанных различий в строении глубоководных желобов требуется дальнейшая разработка этой концепции. Нет единообразия и в строении краевых морей, которые отличаются по возрасту, характеру развития спрединга, тепловому потоку, мощности осадков и другим особенностям, что также не позволяет использовать для их объяснения какую-либо одну простую модель.

Вероятно, есть все основания полагать, что в ближайшие 10—20 лет дискуссия по большинству рассмотренных вопросов приведет к их решению в связи с накоплением новых данных, которые будут сдерживать свободу современных умозрительных построений.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И БАЛАНС ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

Независимо от того, является ли наша планета результатом остывания раскаленного тела или аккреции холодного протопланетного вещества, атмосфера и гидросфера обязаны своим происхождением вулканической деятельности. В первом случае первичная атмосфера разогретой планеты должна была улетучиваться в космическое пространство. Водяные пары смогли бы удерживаться у поверхности только тогда, когда ее температура понизилась бы до 400 °С, однако количество воды, которое могло накопиться при этом в результате конденсации, было, по-видимому, незначительным. В дальнейшем к ней добавилась вода, поступающая из литосферы при вулканических извержениях. Повышенные содержания радиоактивных элементов с коротким периодом полураспада на ранних этапах эволюции Земли позволяют предположить, что вулканическая деятельность в то время протекала более активно и поэтому эксгаляции вулканов были гораздо значительнее. Если допустить, что Земля образовалась в результате аккреции холодного протопланетного вещества, то тогда, очевидно, вся имеющаяся вода должна иметь эндогенное происхождение и являться результатом дефлюидизации кристаллизовавшейся магмы.

Таким образом, интенсивность вулканической деятельности и количество воды, аккумулируемое в гидросфере, тесно взаимосвязаны. Поэтому периоды повышенного притока воды должны соответствовать периодам увеличения вулканической активно-

сти. В этой связи изучение происхождения гидросферы может пролить свет на историю вулканизма.

Важнейшими вопросами рассматриваемой проблемы являются время образования Мирового океана и баланс поступления и расходования воды в течение геологической истории.



Рис. 183. Вариации количества океанической воды в течение геологической истории. По Б. Мейсону [284]

Приведем ряд гипотез, выдвинутых в различное время по поводу характера образования и баланса вод Мирового океана.

1. Громадный первичный океан сформировался при конденсации водяных паров в процессе охлаждения Земли. В дальнейшем происходило постепенное снижение его уровня за счет испарения воды в космическое пространство. В настоящее время эта гипотеза представляется настолько невероятной, что в дальнейшем ее обсуждении нет необходимости.

2. Воды океана образовались на ранней стадии эволюции Земли и с тех пор их количество остается постоянным.

Подобным представлениям противоречат данные о поступлении определенного количества ювенильной воды при извержениях вулканов. Этот факт учитывается в следующей модели.

3. Количество воды в океанах почти постоянно и лишь слабо увеличивается за счет вулканической деятельности.

4. Объем океанической воды в процессе геологического развития растет. Этот рост различными исследователями трактуется неодинаково. Предусматриваются следующие его варианты:

- а) постоянный рост в течение всей геологической истории;
- б) более быстрый рост в ранние этапы эволюции, связанный с повышенной вулканической активностью;
- в) ускоренный приток воды в юрское время, предполагаемый некоторыми учеными на основании геологических данных.

Некоторые из этих гипотез иллюстрирует рис. 183. Более полный обзор представлений о происхождении вод Мирового океана приводится в работах У. Руби [353] и Б. Мейсона [284].

В своей классической статье, посвященной рассматриваемой проблеме, У. Руби сделал вывод о том, что объем воды должен

был увеличиваться в процессе геологического развития Земли. Так как эта работа была написана в период, когда идеи континентального дрейфа еще не получили широкого признания, У. Руби полагал, что увеличение объема воды могло компенсироваться увеличением глубины океанических впадин. По мнению С. Кэри, прирост объема вод, вероятно, сопоставим с увеличением площади океанов, связанным с расширением Земли. К. Деффейс [95], используя плитотектоническую модель и основываясь на скорости формирования новых участков океанического дна, равной $2,5 \pm 0,2$ км²/год, рассчитал, что скорость наращивания объема воды (при учете расходования ювенильной воды на процесс серпентинизации гипербазитов) составляет 2,5 км³/год. Х. Хесс [185] выполнил аналогичные расчеты, базируясь на совершенно иных скоростях спрединга, и получил конечную цифру в семь раз меньшую — 0,4 км³/год. Если принять даже последнюю сравнительно небольшую скорость, то весь объем морской воды мог бы образоваться за послекембрийское время.

Происхождение воды является только одной из сторон рассматриваемой проблемы. Кроме того, мы должны остановиться на генезисе океанических впадин, служащих вместилищем большей части мирового объема воды. Прежде всего отметим главные особенности океанических котловин, которые будут обсуждаться в процессе дальнейшего изложения.

1. Океанические впадины коренным образом отличаются от материков. Они подстилаются симатической корой и ограничены сиалическими краями континентов. Только мелководные моря частично распространяются на континентальный шельф.

2. Океанические впадины заполнены водой до краев. Поэтому даже крайне малый приток воды должен привести к затоплению обширных площадей суши, а небольшое ее изъятие — к быстрому выведению на дневную поверхность шельфа, а в дальнейшем — и верхней части материкового склона.

3. Несмотря на то что конфигурация морей неоднократно видоизменялась в процессе развития Земли, отсутствие древних океанических осадков на континентах свидетельствует в целом о независимом положении материков и глубоководных зон океанов.

4. Отсутствие в океанах осадков доюрского возраста не позволяет датировать поверхность океанического дна древнее юры. Последнее, вероятно, особенно загадочно, так как позволяет предположить, что либо все более древние океаны исчезли без следа, либо в доюрское время глубоководные впадины вообще не существовали.

Согласно наиболее принятым в настоящее время представлениям дно океанов, существовавших в доюрское время, было уничтожено в процессе субдукции. Ранее уже разбиралась концепция, предусматривающая совместное движение системы литосферных плит, их столкновение, последующий раскол вдоль

новых структурных линий и дрейф континентов с формированием новообразованной океанической коры и поглощением в зонах субдукции древнего ложа океана. Хотя указанная концепция отлично объясняет существующие данные о движении континентальных плит, она не дает ответа на вопрос, почему при этом были уничтожены все до единого участки древнего океанического дна и не дает удовлетворительного объяснения полному отсутствию палеоокеанов.

Другим, менее общепринятым объяснением молодости океанов служит гипотеза расширяющейся Земли, согласно которой новообразованная океаническая кора формируется в процессе глобального расширения, в то время как площадь континентов остается более или менее постоянной. Такое объяснение подробно излагается в работе С. Кэри [52]. По его мнению, образование всех современных океанических бассейнов, за исключением территории так называемого пра-Тихого океана, началось в мезозойское время. Вариант менее масштабного, но все-таки существенного расширения Земли рассмотрен Дж. Стейнером [39]. В то же время, несмотря на значительное количество доказательств того, что новое океаническое дно начало образовываться только в мезозое, большинство геологов предпочитают придерживаться мнения о постоянстве радиуса Земли и считают субдукцию тем процессом, который привел к уничтожению равного объема сформировавшейся в постмезозойское время океанической коры.

Гипотеза расширяющейся Земли рассматривается далее в гл. 17. Если принять эту гипотезу, то выдвинутые представления о происхождении океанической воды следует пересмотреть, особенно в том случае, если расширение Земли началось только в мезозое. В первую очередь возникает проблема местонахождения воды в домезозойское время. Допустив примерное постоянство объема воды с начала мезозоя, необходимо заключить, что почти такое же количество воды, распределенное на Земле меньшей площади, приведет к увеличению средней глубины океанов, по сравнению с той, которая наблюдается в настоящее время. Это противоречит геологическим данным, определенно свидетельствующим о значительной площади суши и широком распространении мелководных морских бассейнов в меловое время.

В том случае, если в меловое время произошло быстрое заложение океанических бассейнов, уровень Мирового океана должен был резко понизиться, так как, во-первых, то же, что и ранее, количество воды приходилось на увеличившуюся площадь поверхности Земли, а во-вторых, и это главное, часть ее должна была бы заполнить новообразованные океанические впадины. В целом, однако, меловой период являлся временем высокого стояния морских вод, поэтому, допустив быстрое образование океанических котловин, необходимо предположить, что поступление воды происходило со скоростью, достаточной для

поддержания или даже превышения прежнего уровня моря. Если, как мы полагаем, поступление воды связано исключительно с вулканической деятельностью, то тогда период увеличения интенсивности притока воды из недр Земли должен отвечать периоду усиления вулканической активности. Меловые базальты плато Парана (Бразилия) занимают площадь свыше 750 000 км², а базальты главным образом юрского возраста формации Карру (Южная Африка) — более чем 140 000 км², причем первоначально площадь их развития была еще значительней (к настоящему времени часть плато-базальтов размывта). Однако приведенные примеры не являются доказательством того, что наземный вулканизм этого периода в глобальном масштабе был намного интенсивней, чем подводный; при расчетах мы занижаем приток воды, связанный с вулканической деятельностью в новообразованных рифтовых океанах.

Признав, что именно в мезозое начались континентальный дрейф и расширение Земли, следует постулировать новую модель нарастания объема вод Мирового океана. В ранние этапы истории Земли поступление вод происходило достаточно быстро, но затем ее количество увеличивалось очень медленно. Поскольку океанических впадин тогда еще не существовало, вода выполняла мелководные моря и редкие более глубокие трюги в сиалической коре. В юрское и более позднее время произошел раскол коры и формирование океанических котловин. Синхронное увеличение притока воды привело к затоплению впадин, наблюдающемуся в настоящее время. Одновременно, по-видимому, возросла вулканическая активность и интенсивность поступления воды из мантии.

Ключевым моментом для контроля правомерности всех рассмотренных выше гипотез является тесная взаимосвязь скорости континентального дрейфа, активности вулканизма и интенсивности поступления воды. Поэтому следует дать хотя бы качественную оценку подобной взаимосвязи, по-разному трактуемой в той или иной гипотезе. Предварительно, однако, остановимся на вопросе, какой же тип вулканической деятельности обеспечивает поступление воды.

Наиболее вероятно, что она обязана своим происхождением главным образом подводным извержениям базальтов, происходившим вдоль рифтовых структур в процессе разрастания океанического дна, так как наземный вулканизм такого же типа был гораздо менее распространен. Хорошо известно, что ниже определенных глубин эксплозивные извержения вулканов невозможны из-за давления вышележащего слоя воды, поэтому наращивание объема вод океана могло происходить, по-видимому, при спокойных излияниях базальтовых лав. Этот процесс крайне трудно зафиксировать или подсчитать, но если он вообще имеет место, то его вклад в водный баланс может быть весьма велик и его необходимо учитывать при количественных оценках поступления воды.

Некоторые количественные расчеты скорости генерации воды очень четко осуществил А. Холмс [196]. Среднегодовой приток воды, связанный с вулканической деятельностью, оценивается им в $1,4 \times 10^{16}$ г. Общий объем воды всех океанов и морей равен $1,4 \times 10^{24}$ г. Эти цифры показывают, что вулканизм современной интенсивности мог бы привести к наполнению океанов за 100 млн. лет. Этот интервал времени, по-видимому, слишком непродолжителен, и, учитывая возможность захоронения и регенерации воды, океаны, вероятно, заполнялись в течение более длительного времени. Для того чтобы провести точные вычисления, необходимо знать количество ювенильной воды, образующееся ежегодно, и, в частности, то, которое поступает при вулканической деятельности в срединно-океанических хребтах, где, по всей видимости, отсутствуют процессы контаминации и регенерации воды.

Поскольку средняя глубина океана равняется 3,8 км, то, допуская консервативность среднего современного уровня Мирового океана, следует учитывать, что каждый квадратный километр новообразованной (при расширении Земли) океанической коры требует притока воды, равного $3,8 \text{ км}^3$. На первый взгляд, представляется невероятным, что генерация воды может идти с такой скоростью. Однако, исходя из гипотезы расширяющейся Земли, проблема роста объема воды не может быть отделена от проблемы увеличения объема мантии. На каждый осредненный сантиметр поверхности Земли приходится 2×10^5 г воды и 10^9 г вещества мантии, причем недифференцированная мантия содержит по крайней мере 0,2 % воды. Даже если эта величина завышена в 10 раз, то и в этом случае приведенные цифры о ежегодном притоке воды не выглядят такими уж невероятными.

Допустим, что интенсивность генерации воды уступает скорости расширения Земли. В конечном итоге это должно привести к падению уровня моря, сопровождающему образование океанических впадин. Эволюция подъемов и опусканий уровня Мирового океана, которая будет рассмотрена в следующей главе, может, вероятно, пролить свет на эту проблему.

В природе существуют многочисленные свидетельства относительных изменений уровней суши и моря. Многие горные породы на континентах, включая развитые в горных районах, отлагались в морях и лишь впоследствии были приподняты. Существуют и обратные соотношения, когда породы или осадки, отложившиеся на суше (например, песчаные дюны), оказались в настоящее время затопленными морем.

Многие специфические особенности побережий, например морские террасы и береговые абразионные уступы, в настоящее время находятся гораздо выше уровня моря. В тропических районах в сотнях метрах выше уровня моря обнаруживаются коралловые рифы, которые некогда создавались рифостроящими организмами ниже зоны разрушающего воздействия морских волн. Реки, в принципе, должны врезать свои долины до уровня моря, однако существуют многочисленные затопленные морем долины, в которых древние речные русла прослеживаются на глубину в сотни метров под уровнем морских вод.

Подобные признаки изменения уровня моря в течение длительного периода изучались во многих частях мира, так что история изменений уровня моря в значительной мере расшифрована. Такие изменения могут проявляться локально, и, как считается, они отражают местные тектонические движения, в результате которых происходили ограниченные в пространстве поднятия или опускания. Другие же вариации проявились в пределах обширных территорий, возможно, в целом для всего земного шара. Такие одновременные глобальные изменения уровня моря называются эвстатическими. В настоящем уже почти не вызывает сомнений тот факт, что в прошлые полмиллиона лет эвстатические явления определялись преимущественно развитием и сокращением материковых ледяных покровов. Такие гляциоэвстатические изменения уровня моря достаточно хорошо прослеживаются на протяжении неоген-четвертичного времени.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Судя по абсолютному возрасту продуктов подледных вулканических извержений, ледники Антарктиды существуют, по крайней мере, 27 млн. лет [263]. Примерно 25—30 млн. лет назад, когда Австралия, перемещавшаяся, как считают, в северном направлении, находилась вблизи 50° ю. ш., возникло кольцевое Антарктическое течение, и большая часть Восточно-Антарктического плато, вероятно, покрылась ледником [230].

Со времени возникновения Антарктического ледникового щита берет начало современная глобальная система циркуляции атмосферы и океана. Около 9—10 млн. лет назад появились ледники в горах Северной Америки [99], а ледяной покров Гренландии, возможно, сформировался 3 млн. лет назад. Обширные области, очевидно, подверглись интенсивному оледенению задолго до традиционно принятого *ледникового периода*, начавшегося 1,8 млн. лет назад — в раннем плейстоцене.

Около 0,5 млн. лет назад началось рисское* (заальское, или иллинойское) оледенение, сменившееся последним межледниковьем (рисс-вюрмским, эмским или сангамонским). Судя по многочисленным ботаническим, педологическим и геологическим доказательствам, последнее межледниковье было теплее современного и сопровождалось большим таянием льда и несколько более высоким, по сравнению с нынешним, стоянием уровня моря.

После этого межледниковья температура упала, и в течение периода от 115 000 до 10 000 лет назад существовало последнее оледенение (вюрмское, вислинское или висконсинское). Его можно подразделить дополнительно на стадии продвижения ледников и межстадиальные периоды их отступления. Максимальное распространение ледников, видимо, произошло примерно 15 000—18 000 лет назад.

Даже в период максимальной стадии вюрмского оледенения охлаждение не было чрезмерным и среднее понижение летней температуры у поверхности моря составляло $-2,3^{\circ}\text{C}$ [62], хотя в некоторых районах (например, в северной части Атлантики) падения температуры были значительными (-18°C).

Затем произошло очень быстрое отступление ледников, и ко времени 6500 лет назад уровень моря отличался от современного не более чем на немногие метры, а климат был примерно таким же, как и сейчас. На период от 6000 до 3000 лет назад приходится так называемый суббореальный интервал, когда во многих областях было теплее и суше, чем в настоящее время.

Большой объем воды, аккумулированный ледниками, обусловил эвстатический эффект. По разным оценкам, в течение последнего оледенения понижение уровня моря произошло на 80—140 м, по последней «наилучшей оценке» — примерно на 130 м. В результате такого понижения уровня моря обнажилась половина континентального шельфа, а реки «последовали» за отступившим берегом моря. Наоборот, при подъеме уровня моря в последние 15 000 лет были подтоплены все побережья, за исключением подвергавшихся быстрому поднятию вследствие гляциоизостатических или тектонических причин. Наиболее интенсивный и быстрый подъем уровня моря со скоростью

* Для Русской равнины установлено существование двух самостоятельных оледенений в течение рисской эпохи: днепровского и московского.—
Прим. ред.

10 000 Б произошел в период от 10 000 до 7000 лет назад. Почти все реки в настоящее время в своих низовьях представлены либо эстуариями, либо дельтами, что в обоих случаях обусловлено гляциоэвстатическими факторами. Современные устья рек нельзя соответственно рассматривать в качестве «нормальных».

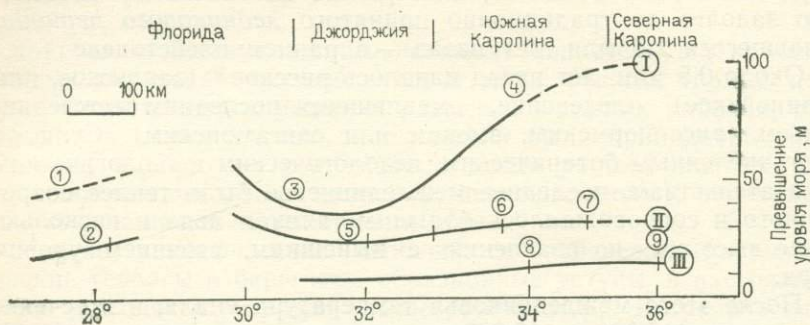


Рис. 184. Схематические кривые деформации береговой линии Приатлантической низменности. По К. Винклеру и Дж. Говарду [465].

Кривые отвечают максимальной высоте трансгрессии, установленной для каждой из трех возрастных серий признаков береговых линий. Пунктирными линиями показаны участки с недостаточно ясным положением уровня моря.

Серии: I — Трейл-Ридж; II — Эффингем; III — Чатам. Точки наблюдений: 1 — гряда Гейнс-Сити; 2 — мыс Осцеола; 3 — гряда Трейл; 4 — эскарп Оранджберг; 5 — дельта Каспет; 6 — мыс Саммервилл; 7 — мыс Хорри; 8 — мыс Санти; 9 — мыс Фир

Сейчас уровень моря лишь на несколько метров ниже, чем в прошлое межледниковье, т. е. 120—140 тыс. лет назад. Многие особенности нынешних побережий, воспринимающиеся на первый взгляд как равновесные для современных условий, в действительности представляют собой реликты прошлого межледниковья, и море лишь недавно вновь заняло пространство у своих былых берегов. За прошедшие 2 млн. лет лишь в течение примерно 10 % времени уровень моря находился на современной высотной отметке.

Вес воды трансгрессировавшего моря вносит известные осложнения, создавая обратную тектоническую связь. При затоплении больших площадей суши дополнительный вес воды может привести к ее слабому проседанию, которое в свою очередь будет компенсироваться широким поднятием на некотором расстоянии внутри суши. Наоборот, при регрессии с суши достаточно глубокого моря снятие нагрузки приводит к изостатическому поднятию «плавучей» суши. Таким образом, окраины континентов отнюдь не пассивно фиксируют изменения уровня моря, но и сами «всплывают» и опускаются вследствие изменений величины нагрузки воды.

Можно было бы ожидать, что за исключением некоторого вклада обратной изостатической связи в стабильных областях должны хорошо фиксироваться эвстатические явления. Однако в действительности летопись процессов изменения уровня моря

довольно неопределенна. Реальная стабильность обуславливается многими факторами, и в различных регионах, признаваемых стабильными, обнаруживается разная эвстатическая эволюция.

К. Винклер и Дж. Говард [465] изучили береговую линию Приатлантической низменности США от Флориды до Северной Каролины, заранее не считая регион стабильным. Топографические особенности береговой линии были закартированы, и среди них — по признакам различия сохранности древних береговых форм и другим морфологическим изменениям — удалось выделить три возрастные группы. Соответственно были выявлены три хорошо сохранившиеся серии признаков береговых линий, допускающие палеогеографическую реконструкцию. Оказалось, что все три береговые линии были деформированы (рис. 184), при этом деформации плейстоценового времени заметно наследовали устойчивые кайнозойские структурные тренды.

ЭВСТАЗИЯ В МЕЗО-КАЙНОЗОЕ

При дальнейшем продвижении в глубь геологического времени уровень моря удается фиксировать лишь по характеру осадков. Так, многие области мира подверглись «меловому потопу». В результате эвстатического подъема уровня моря в пределах обширных территорий отложились мелководные меловые осадки.

Некоторые изменения уровня моря проявлялись регионально, как это, например, имело место для морских третичных отложений ряда бассейнов, окружавших Австралию. Здесь установлена следующая последовательность:

- 1) в основании разреза залегают литоральные песчаники и глинистые сланцы палеоцен-эоценового возраста;
- 2) сфера морского осадконакопления расширяется (за счет суши) в позднем эоцене;
- 3) в олигоцене море отступает;
- 4) вторая более обширная трансгрессия моря произошла в позднем олигоцене и раннем миоцене;
- 5) в позднем миоцене море отступило;
- 6) после ограниченной трансгрессии в плиоцене море вновь отступает.

Изменения уровня моря в неогене можно связывать с ростом и сокращением ледниковых щитов в высоких широтах, однако данная причина представляется невероятной для палеогеновых и мезозойских его колебаний. Для объяснения мезозойских и палеогеновых колебаний уровня моря, очевидно, нужно искать проявления тектонических факторов.

Высокоэнергетическими сейсмическими методами на удалении от побережий установлены мощные фаунистически охарактеризованные толщи осадков, соответствующие ряду дочетвертичных морских трансгрессий (табл. 8).

Дочетвертичная эвстатическая эволюция у побережий Австралии

Трансгрессия	Возраст, млн. лет	Регрессия
Плиоценовая	0—5	Позднемиоценовая
Средне-позднемиоценовая	12—15	
Среднемиоценовая	18—23	Олигоценная
Позднеоценовая	40—42	
Среднеоценовая	45—48	
Палеооценовая	51—58	
Завершающей эпохи позднего мела	68—70	
Середины позднего мела	81—86	

В описании этих сейсмостратиграфических исследований подчеркивается очень важный факт асимметрии (во времени) единичных эвстатических циклов — с постепенным подъемом уровня моря до некоторого устойчивого уровня и последующим резким его падением [424].

Такого рода исследования невозможны для докембрийских периодов в связи с отсутствием в океанических бассейнах древних осадков. Однако другие стратиграфические данные позволяют предполагать эвстатические явления на протяжении всего фанерозоя и даже более древних периодов. Некоторые колебания уровня моря, возможно, имеют гляцэвстатическую природу и связаны с эокембрийскими (вендскими) и пермо-карбонными ледниковыми периодами, но в других случаях их причины, по всей видимости, должны быть тектоническими.

В. Мак-Керрау [277] на примерах изучения ордовикских и силурийских отложений показал, что точные описания и корреляции бентосных фаун позволяют судить об относительных изменениях уровня моря. После трансгрессии в караоке во многих частях мира широко проявилась ашгилльская регрессия, возможно связанная с ростом в это время ледникового щита в северной части Африки. В Европе и Америке широко проявилась медленная трансгрессия в лландоверийское время. В Уэльсе прогрессивное обмеление в течение венлока сменилось внезапным углублением моря в раннелудловскую эпоху, а затем регрессией в позднем лудлове. Однако какие-либо синхронные изменения в верхнесилурийских отложениях других мест Европы или Северной Америки не установлены.

В карбоне в северо-западной части Европы до середины вестфальского времени проявилось более 25 крупных трансгрессий и перемежающихся с ними регрессий. Вероятно, эти колебания уровня моря имеют не только региональное, но и общее значение. Каждая крупная трансгрессия состоит из импульсов-

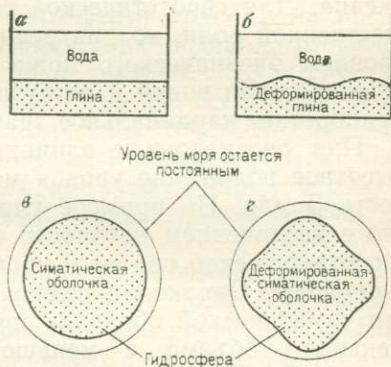
стадий, из которых каждый последующий распространялся дальше предшествующего [344].

Для отложений раннего лейаса северного склона Лондонской «платформы» (в южной части центральных графств Англии) описаны семь трансгрессий, каждая из которых сменялась периодом стабильности [113]. Во время трансгрессий уровень моря в среднем поднимался на 25 м. Происходили они с интервалами около 1 млн. лет. Если допустить, что в течение половины указанного интервала происходила собственно трансгрессия, а другая его половина приходилась на стабилизацию и регрессию, то скорость трансгрессивного подъема уровня моря составляет 25 м в 500 000 лет, или 50 Б.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ ТРАНСГРЕССИЙ И РЕГРЕССИЙ

Изменения уровня моря часто связывали с тектоническими причинами, которые представляются наиболее существенными для мезозоя, поскольку для него не удастся апеллировать к гляциоэвстатическим факторам. Каковы же эти тектонические процессы и каким образом они влияют на уровень моря? Перед

Рис. 185. Резервуар с дном, выстланным глиной (а); тот же резервуар, но с глиной, смятой в складки (б) (деформация материала на дне не вызывает изменений уровня воды, если только деформированный материал нигде не выступит над поверхностью воды). Слой океанических вод на симатической оболочке (в); та же сфера с тектонически деформированным дном океана (г) (пока не произойдет общее изменение объема симатической оболочки или она не выступит над уровнем моря, изменений последнего не происходит)



рассмотрением геологических аспектов данной проблемы необходимо обсудить некоторые относительно простые геометрические концепции.

Обратимся для начала к самой примитивной модели, приведенной на рис. 185 и изображающей некоторый резервуар с дном, выстланным глиной. Если эта глина будет смята и в ее слое появятся выступы и углубления, то общего изменения объема в системе не произойдет и уровень воды в садке сохранится неизменным.

Мы не можем изготовить, но можем представить себе сходную модель в виде сферы, в которой твердый материал окружен concentрическим слоем воды. Вообразим, таким образом,

упрощенно Землю без континентов, но с океаном, повсеместно покоящимся на симатической оболочке. Как и в случае с резервуаром, деформации симатической оболочки, пока они происходят под водой, не должны изменять уровень моря.

Существуют две возможности воздействия деформаций на уровень моря.

1. В системе происходят изменения объема, например, некоторые выступы возникают вследствие его приращения (допустим, вследствие нагревания). В частности, для срединно-океанических хребтов такое приращение может объясняться простым расширением объема донного вещества вследствие нагревания. Такой процесс, очевидно, должен привести к подъему уровня моря.

Процесс такого рода постулирован Р. Дитцем [106], который предположил, что в периоды замедленного раздвигания морского дна его базальтоидные массы местами охлаждались, теряли «плавучесть» и проседали. Такое увеличение объема океанических бассейнов (при сохранении объема воды) приводило к регрессии и отступанию океана на окраинах континентов.

2. Симатическая оболочка деформируется и местами выступает над поверхностью воды, вызывая общее изменение уровня океана. Для гипотетической симы такой процесс не играет существенной роли, но для реального мира с выступающими над уровнем океанического ложа континентами соотношения поднявшихся над водой и погружившихся под воду частей системы приобретает кардинальное значение.

При рассмотрении влияния изменений плотности симы на высотное положение уровня моря важно учитывать шарообразность Земли. На примере упрощенной модели рис. 185 видно, что с увеличением плотности симы ее поверхность понижается, а соответственно падает и уровень поверхности перекрывающего слоя воды. Однако на сферической Земле увеличение плотности симатической оболочки приведет к ее уплотнению в сферу меньшего объема с меньшей, чем первоначально, поверхностью. В связи с тем что тот же объем воды теперь будет приходиться на меньшую площадь, глубина слоя воды должна возрасти.

Простейшее объяснение трансгрессии можно получить в связи с элементарным процессом денудации суши и отложения в морских бассейнах сносимого материала, хотя эти две стороны процесса и могут быть количественно неадекватными. Однако для понимания регрессий необходимо уже привлекать некоторого рода тектонический процесс.

При постоянных объемах Земли и ее океанов разрушение гор и отложение эродированного материала на морском дне должны приводить к увеличению уровня океана в результате вытеснения воды. Следовательно, условия продолжающегося разрушения гор благоприятствуют трансгрессии.

Периоды горообразования, напротив, должны соответствовать эпохам понижения уровня вод и регрессий моря. Удаление осадков из океана и «приваривание» их к кратону (возможно, посредством субдукции, как это предполагается в Андах, или в результате вероятной коллизии континентов, как в Гималаях) приводит к увеличению мощности континентальной коры и увеличению объема океанических бассейнов.

Короче говоря, периоды эрозии континентов соответствуют трансгрессиям, а периоды горообразования — регрессиям.

Учитывая рассмотренную выше асимметрию эвстатических циклов с постепенным подъемом уровня моря до некоторого устойчивого уровня, сменяющимся резким его падением, можно прийти к очень интересным выводам. Продолжительный период эрозии, сопровождающийся отложением осадков в океанических бассейнах и медленным повышением уровня моря, должен приводить к частичному выравниванию (планации) поверхности континента. На данной стадии эрозия будет очень заметно ослабевать и для морских отложений могут фиксироваться условия спокойной седиментации.

Быстрое падение уровня моря позволяет предполагать резкое проявление следующей фазы горообразования либо в результате субдукции, либо пластического течения материала под континенты, либо в соответствии с некоторыми другими из предполагавшихся механизмов. С тектонических позиций, глобальные регрессии представляют собой важное свидетельство в пользу синхронности орогенических фаз во всемирном масштабе. Вместе с тем с геоморфологической точки зрения, они подтверждают тектоническую основу идей цикличности У. Дэвиса и Л. Кинга, предполагающих продолжительные периоды преобладающей эрозии, разделенные характерными краткими эпизодами поднятий.

Существуют и другие интерпретации соотношений тектоники с мировыми трансгрессиями и регрессиями [426, 181]. В периоды спрединга (раздвигания) морского дна происходит активное воздымание срединно-океанических хребтов (например, с объемом $2,5 \times 10^8$ км³ в настоящее время). Образовавшиеся подводные возвышенности частично вытесняют океанические воды, вызывая трансгрессии. При замедлении или прекращении спрединга морского дна хребты проседают, что обуславливает увеличение объема океанических бассейнов, а следовательно, и регрессию моря.

Такие соотношения устанавливаются, в частности, для середины мела, когда происходило особенно быстрое раздвигание морского дна и в Атлантическом, и в Тихом океанах. В результате синхронной морской трансгрессии площадь затопленных континентальных шельфов почти удвоилась. В раннем палеоцене скорость спрединга уменьшилась, вероятно, до близкой к современной и соответственно произошла регрессия моря.

Если бы океанические хребты могли просто просесть до уровня глубоководных равнин океанического ложа, то уровень моря понизился бы примерно на 0,5 км. В этой оценке, однако, не учитывается шарообразность Земли; рассчитанная величина была бы справедливой лишь в том случае, если бы объем хребтов был обусловлен локальным расширением только вследствие притока тепла, без «вклада» циркуляции вещества внутри Земли, сопровождающейся, как полагают, взаимно сбалансированными субдукцией и поднятием хребтов. Кроме того, рассматриваемая модель представляется слишком грубой и в свете многочисленности трансгрессий и регрессий, установленных, начиная с мелового времени.

Далее предполагается, что регрессии сопровождаются столкновениями, а трансгрессии — фрагментацией континентов [426]. Совершенно иная модель необходима при допущении расширения Земли, сопровождающегося генерацией воды. Если новообразование последней происходит интенсивнее, нежели увеличение площади морского дна, то уровень моря должен подниматься, и наоборот.

В тектонике давно идут споры о том, эпизодически или непрерывно происходит горообразование. Некоторые авторитетные авторы, например М. Руттен [356], полагают, что периодичность горообразования с выделением каледонской, герцинской, альпийской и т. д. эпох подчеркивается необоснованно, и в действительности процессы формирования гор протекали во все времена, но в различных местах. Другие исследователи различают вполне определенные орогенные периоды с эпохами покоя между ними и находят даже характерную цикличность орогений. Для решения проблемы могут иметь известное значение и данные о морских регрессиях.

Действительно, при непрерывном горообразовании, осуществляющемся в разных районах мира, этот процесс не мог бы оказывать влияния на глобальные изменения уровня моря. Однако отступление моря в олигоцене и позднем миоцене четко отвечает периодам активного горообразования. Даже современные гляциоэвстатические колебания уровня океана без труда удается наложить на общее отступление, связанное с плейстоценовым горообразованием. Другой аргумент в пользу четких и кратких периодов горообразования — асимметрия эвстатических циклов с медленными трансгрессиями и быстрыми регрессиями.

ТРАНСГРЕССИВНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ЭВСТАЗИЯ И ТЕКТОНИКА

Выявление причин морских трансгрессий, на первый взгляд, кажется затруднительным, поскольку само явление может быть обусловлено как подъемом уровня моря, так и опусканием континентов или, наконец, комбинацией обоих названных факторов.

Причем, во всех случаях геологический процесс фиксируется одинаково — в виде трансгрессивных отложений. Эту казалось бы неразрешимую проблему рассматривал Дж. Бонд [29] посредством сопоставления реальной мощности осадков с вычисленной, исходя из максимального подъема уровня моря при допущении полной изостатической компенсации нагрузки отложившихся осадков.

Методика Дж. Бонда основана на следующих допущениях и приемах.

1. Допускается, что трансгрессия вызвана исключительно подъемом уровня моря.

2. Оценивается максимальный необходимый для наблюдаемого распространения трансгрессивных осадков подъем уровня моря.

3. Вычисляется максимальная мощность трансгрессивной толщи, которая могла аккумулироваться в водном бассейне с глубиной, соответствующей величине подъема уровня моря.

4. Вычисленная мощность сопоставляется с фактически наблюдающейся. Если последняя превышает расчетную, то можно полагать, что избыточная мощность обусловлена проседанием земной коры, создавшим пространство для дополнительной аккумуляции осадков.

При трансгрессии, связанной с подъемом уровня моря и с его наступлением на не испытывающие в целом восходящих или нисходящих движений континенты, площадь, перекрытая трансгрессивными отложениями, зависит только от достигнутого наивысшего уровня моря и от крутизны склона затопляемых окраин континентов, т. е. от уклона соответствующего отрезка гипсографической кривой.

Для того чтобы оценить, например, величину подъема уровня моря при поздне меловой трансгрессии, необходимо графически сопоставить площадь трансгрессии с соответствующей гипсографической кривой. Как точная оценка площади трансгрессии, так и выбор правильной гипсографической кривой — достаточно трудные задачи. Тем не менее подобные оценки предпринимались Дж. Форни [144] и Дж. Бондом [29], опубликовавшими несколько детальных расчетов такого рода.

Относительно достоверно известна лишь современная гипсографическая кривая [246]. Для прошлых эпох, скажем для поздне мелового времени, такая кривая должна быть иной в связи с послемеловым горообразованием и эпейрогеническим подъемом массивов суши. Современная кривая должна быть круче древних, и, следовательно, рассчитанные с ее помощью площади затопления приведут к завышенным оценкам подъема уровня моря в периоды прежних трансгрессий.

Как уже отмечалось в разделе, посвященном изостазии (с. 41), по мере аккумуляции осадков на континентальной окраине их вес должен обуславливать изостатическое проседание дна бассейна. В связи с компенсационным проседанием дна об-

щая мощность осадков, аккумуляровавшихся в результате подъема уровня моря, будет больше, чем при начальной глубине бассейна в максимальную фазу трансгрессии. Соотношения между величиной подъема уровня и мощностью трансгрессивных отложений отображаются простейшей формулой: $t = 2,4 h$, где h — подъем уровня моря, а t — мощность осадков. Например, при подъеме уровня моря в поздне меловое время на 310 м мощность аккумуляровавшихся осадков должна была составить около 740 м.

Подъем уровня моря при поздне меловой трансгрессии в Северной Америке в целом составляет 390 м. Однако к началу трансгрессии около 10 % континента уже было покрыто морем, что соответствует подъему его уровня на 80 м. Следовательно, лучше в данном случае оценивать величину подъема уровня моря в 310 м, хотя и при такой оценке вероятно некоторое завышение.

Допуская изостатическую компенсацию, можно принять максимальную мощность трансгрессивных отложений, обусловленных подъемом уровня моря на 310 м, равной 700 м.

Дж. Бонд [29] вычислил для Северной Америки мощности осадочных толщ, отложившихся в период от альба до палеоцена, т. е. в интервале времени поздне меловой трансгрессии и регрессии — в понимании А. Хэллэма [174]. По полученным данным была построена карта изопахит (рис. 186). Как отмечено выше при трансгрессии, обусловленной исключительно подъемом уровня моря и проседанием дна бассейна под весом осадков, их мощность не должна была бы превышать 700 м. Однако на карте изопахит такую мощность имеет лишь половина верхнемеловых трансгрессивных отложений, и, следовательно, здесь имело место дополнительное тектоническое проседание. Рассматриваемым способом оценивается минимальная площадь, претерпевшая тектоническое опускание, но не исключено, что и часть площади, на которой мощность трансгрессивных отложений не превышает 700 м, также подверглась некоторым нисходящим тектоническим движениям.

Используя такие приемы, Дж. Бонд [30] показал, что в меловое время в Северной Америке неизменно комбиниrowанно проявлялись эвстатический подъем уровня моря и тектонические опускания. Принято, что мощность осадков свыше 480 м свидетельствует о вкладе тектоники в формирование объема, способного заполниться осадками трансгрессии. Площадь, занятая отложениями большей мощности в Западном Внутреннем поясе, расширяется на востоке, возможно, отражая прогрессивное увеличение прогибания земной коры в том же направлении. От побережий Атлантики и Мексиканского залива площади с мощностями нижнемеловых осадков более 480 м распространяются внутрь континента; области шельфовой седиментации далее остаются в более или менее фиксированной позиции в течение всего остального мелового времени.

Это позволяет предполагать здесь заполнение бассейна типа Эри, ограниченного разломами. Возможно, он возник в результате рифтообразования в процессе приоткрывания Атлантического океана и бассейна Мексиканского залива.

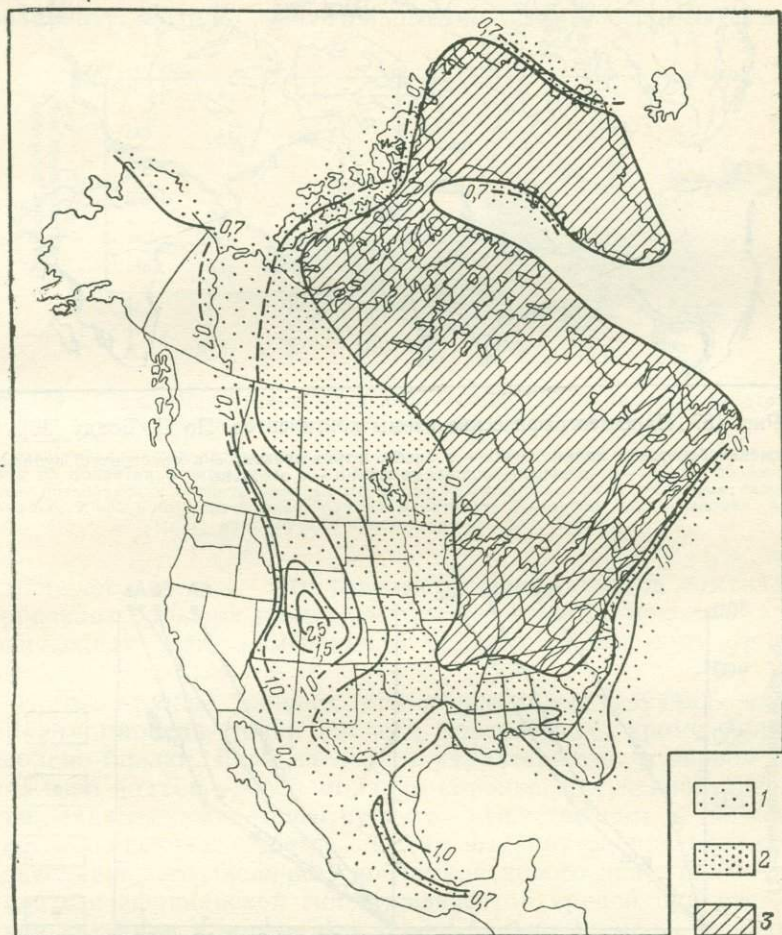


Рис. 186. Карта изопакит альб-палеоценовых отложений Северной Америки. Цифрами указаны мощности в км. По Д. Бонду [29].

Территории с разной мощностью отложений: 1 — более 700 м; 2 — менее 700 м; 3 — суша в позднемиоценовое время. Данные для наиболее западной части Северной Америки не показаны

Дж. Бонд [30] распространил свой метод на другие материки и иные периоды. Построив карты береговых линий разных эпох для различных континентов (рис. 187), можно рассчитать долю затопления по различным гипсографическим кривым (рис. 188). Приведенные в такой форме данные недостаточно

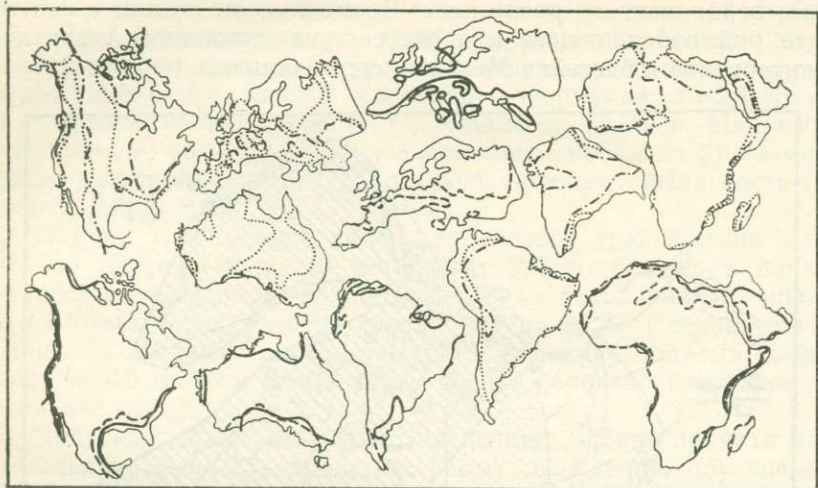


Рис. 187. Палеогеографические схемы континентов. По Д. Бонду [30].

Положения береговых линий: точки — в альбе, штрих-пунктир — в маастрихте, пунктир — в эоцене, сплошные линии — в миоцене

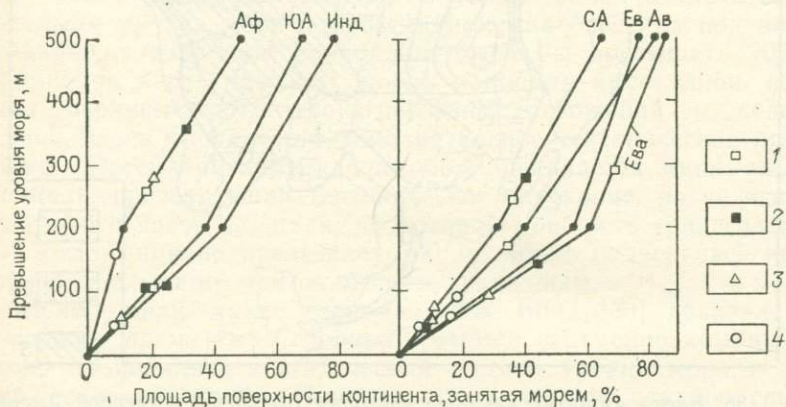


Рис. 188. Доля площадей континентов, затопленная морем в различные периоды геологического прошлого (в процентах). Масштабы трансгрессий фиксируются в % площади суши, нанесенных при соответствующем уровне моря на гипсометрических кривых континентов. По Д. Бонду [30].

1 — альб; 2 — поздний кампан — ранний маастрихт; 3 — эоцен; 4 — миоцен. Гипсометрические кривые континентов: Аф — Африка, Ав — Австралия, Ев — Европа, Инд — Индия, СА — Северная Америка, ЮА — Южная Америка, Ева — Европа (за исключением южной части, располагающейся к югу от Альп)

наглядны. Поэтому их можно отобразить иначе (рис. 189), сопоставив превышения уровня моря для каждого континента в течение четырех рассматриваемых отрезков времени. Точки на этом графике расположены со значительным разбросом и особенно смещены из положения покоя величины по Африканскому континенту. Столь значительные смещения, вероятно, свиде-

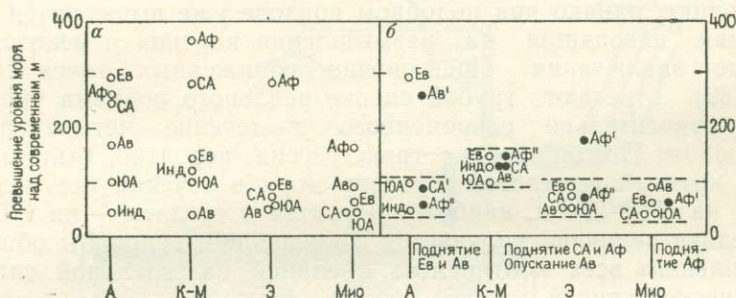


Рис. 189. Превышения уровня моря, отвечающие затоплению континентов на гипсографических кривых рис. 188. По Д. Бонду [30].

а — распределение некорректированных точек; б — распределение точек после корректировки на поднятия и опускания. Пунктирными линиями ограничены группы сближенных точек, позволяющие оценить уровень моря для каждого из рассматриваемых периодов: А — альб; К-М — поздний кампан—ранний маастрихт; Э — эоцен; Мио — миоцен. Аббревиатуры для континентов см. рис. 188

тельствуют о том, что гипсометрия континентов изменялась в пределах больших площадей, однако остается неясным, когда происходили эти изменения и менялся ли при этом уровень моря.

Примечательно, однако, что в некоторых случаях, например для миоцена, точки по всем континентам, кроме Африки, довольно близки. Если последние характеризуют в первом приближении подъем уровня моря, то картина, полученная для Африки, видимо, свидетельствует о существенном ее поднятии в послемiocеновое время. Если выдвинутое предположение справедливо, то величину послемiocенового поднятия следует удалить с африканской гипсографической кривой при рассмотрении ситуации в эоцене и в более ранние времена. Исключив величину плиоцен-четвертичного поднятия, составляющую около 90 м, мы обнаружим, что в эоцене африканская точка все равно располагается на 120 м выше средней величины превышения других континентов над уровнем моря. Лишь после исключения и этой величины точка Африки совместится с другими для периода позднего кампана—раннего маастрихта. Вне поля плотного расположения точек в кампан—маастрихтском временном интервале остаются точки Северной Америки и Австралии, что позволяет предполагать поднятие первого и опускание второго континентов между концов мела и эоценом. После внесения коррективы на палеоценовые движения точки четырех континентов

оказываются близкими для альбского времени. Однако точка Австралии после внесения коррективы еще более отдаляется от общего поля, что указывает на послеальбское — допозднемеловое поднятие Австралии. Аналогичным образом отклонение точки Европы от общего поля в альбское время свидетельствует о ее поднятии в тот период.

Безусловно, необходимы уточнения использованных данных и методики, однако при подобном подходе уже выявляются интересная наводящая на размышления картина и некоторые прямые заключения. Превышения сближенных точек (см. рис. 189) отвечают грубой оценке реального подъема уровня моря относительно современного в течение четырех эпох в прошлом. Позднемеловая трансгрессия, вероятно, была наиболее крупной в мезозое. Уровень моря в течение нее поднялся на 150—200 м, наиболее вероятно в среднем — на 170 м. Последняя величина получается совмещением величины общего «затопления» всех континентов с единой интегральной гипсографической кривой.

После установления кривой изменения уровня моря можно определять «чистый» эффект реальных движений континентов по отношению к нему.

Применив рассмотренный метод, Д. Бонд [30] нашел, что существенное поднятие Европы и Австралии по отношению к другим континентам произошло между альбом и туроном, тогда как Северная Америка приподнималась в течение кайнозоя, а поднятие Африки происходит, начиная с эоцена до настоящего времени. Предполагается также, что «чистое» поднятие Австралии между альбом и туроном преимущественно имело характер изостатического уравнивания после эпизода тектонического проседания в альбское время.

Поскольку простейшее объяснение изостатических нагрузок в виде льда, воды и осадков недостаточно убедительно, В. Фаррелл и Дж. Кларк [137] предложили более сложную модель. В их уточненной модели производится расчет изменений уровня моря в результате перераспределения масс льда и воды на поверхности невращающейся Земли, реагирующей на такое перераспределение мгновенно как упругое и замедленно как вязкоупругое тело. Они нашли, что если в Лаврентийском и Скандинавском ледниковых щитах произойдет таяние льда, эквивалентное повсеместному повышению уровня моря на 100 м, то в южной части Тихого океана незамедлительно уровень поднимется на 120 м, а в Северной Атлантике — менее чем на 100 м. В Северной Атлантике имеется зона, в которой уровень моря почти не изменится, а вблизи Гренландии и Норвегии он должен даже понизиться более чем на 100 м. Вздутие океана будет перемещаться в направлении к растаявшему леднику и в течение тысячи лет воды оттекут в северную часть Тихого океана из южной, где тем временем должны уже сформироваться берега высокого уровня. В результате гравитационного притяже-

ния океанической воды массой ледника вокруг него должен удерживаться высокий уровень моря, и такая избыточная нагрузка около ледника может оказывать дополнительное влияние на послеледниковые изостатические явления.

Относительные превышения континентов над уровнем моря могут определяться следующим образом. Д. Уайс [467] предло-

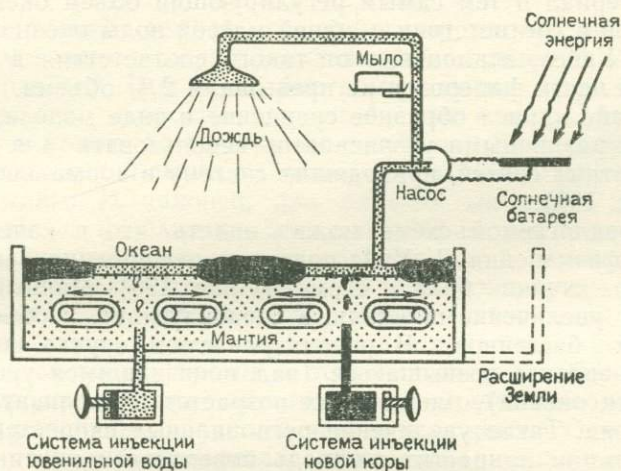


Рис. 190. Образная модель-схема постоянной высоты континентов над водой в свете концепции глобальной тектоники. По Д. Уайсу [467].

Иллюстрируется механизм обратной связи, обеспечивающей равенство объема океанических бассейнов массе вод океана

жил модель постоянной высоты надводной части континентов. Названный автор утверждает, что в течение 80 % всего фанерозойского времени эта высота удерживалась в пределах отклонения в 60 м от нормальной величины, которая располагается на 20 м выше современного уровня моря. Д. Уайс считает несостоятельной концепцию постоянного всплывания континентов [121], и его представления противоречат только что рассмотренным положениям Бонда.

Д. Уайс утверждает, что в течение прошлых 2500 млн. лет не происходило ни прироста, ни сокращения континентов. При таком подходе окраины континентов должны рассматриваться как ограничения функционирования некоторой системы постоянного объема, т. е. системы консервации континентов, упомянутой в гл. 2. Тогда окраины континентов представляют собой участки, на которых сносимые с суши осадки вновь «привариваются» (сверху) к континентальным массам постоянной площади и постоянной мощности.

Как это отмечает Д. Уайс, постоянная высота континентов над водой может показаться для некоторых периодов аномальной. На земном шаре эволюционируют во времени как водная

поверхность, так и земная кора в целом, что сопровождается эрозией континентов с различной скоростью и аккумуляцией разных количеств осадков в океане, вытесняющих в сторону массы морской воды. Поскольку, однако, «затопления» континентов во времени не существует, очевидно проявляется некоторый механизм, возвращающий обратно на сушу эродированный материал и тем самым регулирующий объем океанических бассейнов в соответствии с общей массой воды океана. По мнению Д. Уайса, отклонения от такого соответствия в пределах большей части фанерозоя не превышали 2 % объема.

Д. Уайс привел образное сравнение в виде модели, которую можно с различными уточнениями использовать для объяснения обратных связей, приводящих систему в нормальное состояние (рис. 190).

В предлагаемой схеме можно видеть, что в качестве предельного изменения Д. Уайс приемлет расширение Земли (раздвижение стенки бака в схеме на рис. 190). Данный процесс означает увеличение площади, а следовательно, и объема океанических бассейнов. В рассматриваемом случае континенты должны сильнее возвышаться (над понизившимся уровнем поверхности океана), площадь их возрастет и увеличатся градиенты стока. Такое увеличение региональных скоростей сноса и седиментации прирастит площадь поверхности континентов на уровне моря, вытеснив часть океанических вод и соответственно подняв уровень моря. Последнее приведет к уменьшению скорости и площади эрозии. В конечном счете восстановится прежнее равновесие при постоянном превышении суши над водой с расширившимися и уменьшившимися в мощности континентами и менее глубокими и более широкими океанами, но с тем же неизменным отношением глубины погружения континентов в мантию и глубины океанов (в данной предельно упрощенной изостатической системе). Таким образом, объем океанических бассейнов опять станет равным массе океанической воды. Существенно, что рассматриваемая система представляет собой динамическое равновесие, независимое от формы или количества континентов или океанических бассейнов. Функционирование системы контролируется мантийными тектоническими процессами, движущими силами глубинной половины равновесия. Эндогенные силы смещают равновесие в направлении расширения океанов и увеличения мощности относительно мелких континентов. Наоборот, поверхностные процессы действуют в системе в направлении уменьшения мощности и расширения континентов, разделенных мелкими океаническими бассейнами.

Строение рельефа земной поверхности во многом является результатом взаимодействия денудационных процессов и тектонических поднятий. При более быстром развитии денудации, — по сравнению со скоростью поднятий, горы и плато могут быть разрушены вплоть до равнинного состояния. Если скорость восходящих движений выше, то происходит активное формирование гор или плато. И, наконец, при близких значениях интенсивности размыва и поднятия, хотя такое практически и не встречается, может сформироваться специфический рельеф, находящийся в стабильном состоянии. Для того чтобы лучше понимать теоретические и практические аспекты эволюции рельефа, крайне необходимо иметь определенные представления об относительных скоростях эрозии и тектонических движений.

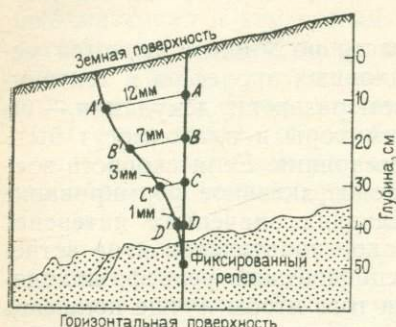
Универсальной характеристикой, с помощью которой можно сравнить различные процессы, является скорость. Оценивая интенсивность эрозии, одни исследователи использовали объем размытых и перемещенных пород, другие — вес таких пород, третьи — величину, на которую снизилась земная поверхность. При этом в одних случаях применялись метрические единицы измерения, а в других нет. То же можно сказать и относительно измерения скорости тектонических движений, которая может рассчитываться за различные временные интервалы: год, сто или тысячу лет. Учитывая крайнюю необходимость измерения любых скоростей в одинаковых единицах, в данной работе мы будем выражать скорость в миллиметрах за тысячу лет. Эта единица называется единицей Бубнова, обозначается буквой «Б» и может с одинаковым успехом использоваться для оценки как скорости эрозии, так и скорости горизонтальных и вертикальных тектонических движений [143].

СКОРОСТЬ ЭРОЗИИ

Скорость эрозии может быть измерена непосредственно на местности. Для этого серия реперов закапывается на склоне долины достаточно глубоко для предотвращения их перемещения вместе со склоновым чехлом. На реперах делаются отметки, регистрирующие положение дневной поверхности. В том случае, если в течение нескольких лет ее уровень понизится, то на репере по возможности ежегодно делаются соответствующие отметки. Данные подобных наблюдений могут быть использованы при вычислении скорости снижения поверхности склона. Этот простой в техническом отношении метод имеет много слабых

мест, поэтому в настоящее время используются более сложные методы, хотя и основанные на таком же принципе.

Денудация может происходить и не за счет простого плоскостного смыва, а оказаться следствием смещения вниз по склону самого верхнего слоя грунта мощностью 1 м и более.



Средняя скорость движения

$$0-10 \text{ см} : 10 \times 1,2 = 12 \text{ см}^3/\text{см}$$

$$10-20 \text{ см} : 10 \times 0,7 = 7 \text{ см}^3/\text{см}$$

$$20-30 \text{ см} : 10 \times 0,3 = 3 \text{ см}^3/\text{см}$$

$$30-40 \text{ см} : 10 \times 0,1 = 1 \text{ см}^3/\text{см}$$

$$40-50 \text{ см} : 10 \times 0 = 0$$

$$\Sigma = 23 \text{ см}^3/\text{см в 3 года}$$

$$\bar{x} = 7,66 \text{ см}^3/\text{см в год}$$

Рис. 191. Метод определения скорости смещения материала вниз по склону по перемещению меток в шурфе Юнга. По М. Уильямсу [462].

Положение меток: А, В, С, D — первичное; А', В', С', D' — через 3 года

районах. В то же время для умеренного пояса другие исследователи, например А. Юнг [478] в Пеннинских горах и М. Киркби [241] в Шотландии, получили прямо противоположные соотношения.

Таблица 9

Величины среднего снижения поверхности (в Б) при плоскостном смыве и сползании грунта (крип). По М. Уильямсу [462]

Граниты Северной Австралии		Песчаники Северной Австралии		Граниты Южной Австралии		Песчаники Южной Австралии	
Плоскостной смыв	Крип	Плоскостной смыв	Крип	Плоскостной смыв	Крип	Плоскостной смыв	Крип
54	18	56	11	54	7	103	15

Неоднократные наблюдения на склонах возвышенностей позволяют установить скорость врезания оврагов, исходя из которой можно вычислить скорость эрозии. Это также можно осуществить в случае расчленения оврагами первоначально ровной поверхности склонов за известное нам время. Так, например, сформировавшийся в 1937 г. в Новой Гвинее вулканический аппарат Вулкан первоначально имел нерасчлененные склоны. Проведенное в 1967 г. изучение врезанных в его склоны оврагов показало, что скорость эрозии за 30 лет существования вулкана составляла в среднем 18 000 Б [323]. Используя аналогичный подход для более длительного временного интервала 650 000 лет, Б. Ракстон и А. Мак-Дугл [357] установили, что скорость эрозии вулкана Гидрограф в Папуа — Новой Гвинее варьировала от 80 до 750 Б.

На иных принципах базируются вычисления скорости эрозии, основанные на измерениях количества материала, смытого или отложенного за известный промежуток времени. Представим себе впадину, сформированную в 1950 г. В 1980 г. она будет заполнена определенным объемом осадков, который может быть непосредственно установлен. Учитывая то, что нам известна площадь водосбора, с которой были снесены эти осадки, и время их аккумуляции, а также изменения в плотности осадков, которые могут быть подсчитаны, мы можем на основании этих данных определить скорость эрозии — снижения уровня земной поверхности.

Скорость врезания рек, кроме того, удастся вычислить, опираясь на измерения скорости течения, а также на измерения влекомого (что весьма трудно осуществить) и взвешенного твердого стока, а также ионного стока в растворенном состоянии. Для бассейнов некоторых крупных рек США были получены следующие цифры: Миссисипи — 52 Б, Миссури — 39 Б, Колорадо — 58 Б, Огайо — 52 Б. Близкие значения характерны для скорости снижения уровня поверхности бассейнов других крупнейших рек мира: Амазонка — 50 Б, Конго — 15 Б, причем Амазонка выносит большую часть своего твердого стока из расположенных в ее верховьях Анд.

Приведенные цифры, характеризующие скорость эрозии в бассейнах крупнейших рек Северной Америки, несколько выше, чем те, которые можно было бы назвать «нормальными», из-за влияния на темпы эрозии сельскохозяйственной и другой антропогенной деятельности. В целом, однако, для территории США средняя скорость врезания равняется всего 34 Б, поэтому бассейны относительно небольших рек должны денудироваться с меньшими скоростями, чем крупные. Тем не менее некоторые из них отличаются очень высокими скоростями эрозии: малые бассейны штата Небраска — 6700 Б, малые бассейны штата Айова, развивающиеся в лёссах, — 12 800 Б.

В табл. 10 приведены цифры, характеризующие скорости денудации различных континентов [150].

Скорости денудации (в Б) континентов. По Р. Гаррелсу и Ф. Макензи [150]

Континент	Денудация		
	химическая	механическая	суммарная
Северная Америка	13	34	47
Южная Америка	11	22	33
Азия	13	12	25
Африка	9	7	16
Европа	17	11	28
Австралия	0,8	11	11,8

Примечание. Наиболее низкая суммарная скорость денудации характерна для Австралии, причем Западно-Австралийский кратон отличается, вероятно, рекордно малой скоростью денудации (0,2 Б).

В районах, сложенных известняками, где преобладают процессы растворения, скорость эрозии может быть подсчитана с помощью измерения количества гидрокарбоната кальция, вынесенного реками. В карстовых районах Кавказа скорость эрозии равняется 75—145 Б, а в поле развития известняков Южного Уэльса — 40 Б. Скорость понижения земной поверхности Северной Англии в результате эрозийного расчленения предполагалась равной 40 Б — на основе прямых измерений выноса карбонатов. Однако примерно такой же величины (43 Б) достигает скорость подземного выноса продуктов растворения известняков, и поэтому общая скорость равняется 83 Б [405].

Важнейшим фактором, определяющим скорость эрозии, обычно считается рельеф. Горные области характеризуются, как правило, более высокой скоростью денудации речных бассейнов. Для Альп она равняется 400—1000 Б, для Гималаев — от 720 (бассейн Бенгальского залива) до 975 Б (р. Коси).

Горные истоки Амазонки эродируют свои бассейны с относительно высокой скоростью (Укаяли 184 Б, Мараньон 138 Б), в то время как равнинные притоки — с гораздо более низкой (Жавари 32 Б, Жутаи 18 Б, Журуа 33 Б, Тефе 6 Б, Шингу 2 Б).

Приведем результаты некоторых вычислений средних скоростей эрозии (в единицах Бубнова) горных районов мира в целом, выполненных разными авторами: 92—800 [73], 400—750 [145], 92—750 [479], 300—430 [3]. Эти цифры можно сопоставить с данными расчетов скорости денудации равнинных территорий: 12—58 [479], 20—81 [479], 16—195 [3]. Однако О. Слэймакер и Х. Мак-Ферсон [381], получив для западных районов Канады более низкие значения скорости эрозии (рис. 192), предполагают, что приведенные для горных областей цифры завышены.

Определенное влияние на скорость эрозийных процессов оказывает также климатический фактор. По данным В. Лэнг-

бейна и С. Шумма [253], в США максимальная интенсивность эрозии наблюдается в семиаридных областях, так как еще более засушливые районы характеризуются недостаточным количеством выпадающих осадков, а более увлажненные — значительным растительным покровом, оказывающим тормозящее воздействие на развитие эрозионных процессов.

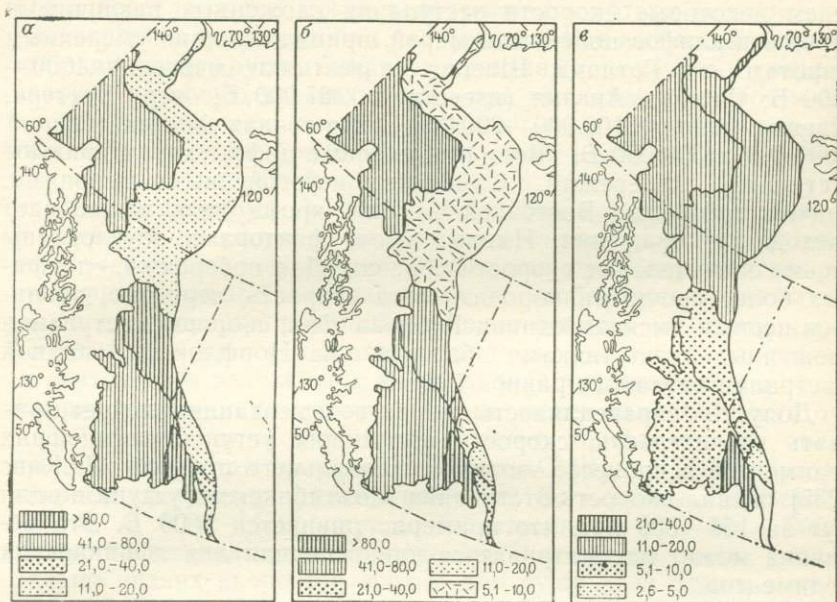


Рис. 192. Среднегодовые скорости денудации в Канадских Кордильерах, в единицах Бубнова. По О. Слэймакеру и Х. Мак-Ферсону [381].

а — взвешенные наносы (осадки) и растворенный твердый материал (сумма); *б* — взвешенные наносы (осадки); *в* — растворенный твердый материал

Скорость экзарационной деятельности ледников мало отличается от скорости флювиальной эрозии. Так, средняя скорость снижения поверхности Антарктиды равна 50 Б, а Баффиновой Земли — от 50 до 200 Б. Рассчитанная Дж. Корбелем средняя скорость ледниковой и флювиогляциальной эрозии составляет примерно 600 Б. Средняя скорость снижения поверхности Аляски за счет экзарационной деятельности горных ледников в течение голоцена равняется почти 900 Б.

Детальные исследования, проведенные Л. Уилсоном, показали, что представления В. Лэнгбейна и С. Шумма, как и других исследователей этой проблемы, не могут считаться справедливыми в глобальном масштабе. По его мнению, масса мобилизуемых эрозией наносов определяется не столько количеством ежегодно выпадающих осадков, сколько характером землепользования. Другой важный вывод Л. Уилсона касается того, что факторы, обеспечивающие поступление наносов с денудире-

мых площадей в системы транзита, более существенны, чем факторы, определяющие дальнейшую их транспортировку.

Для предстоящего нам обсуждения ряда геологических проблем, в частности проблемы формирования равнин, необходимо остановиться на скорости абразии морских берегов, хотя площадь активного развития этого процесса очень невелика. Приведем некоторые скорости отступления сложенных различными породами клифов побережий морей, принадлежащих умеренным широтам: о-в Готланд, Швеция (известняки, мергели) 4000—6000 Б; Сассекс, Англия (известняки) 67 000 Б; озеро Веттерн, Швеция (глины) 100 000—200 000 Б, Восточная Англия (глины) 1 000 000 и 300 000 Б. Все приведенные цифры характеризуют отступление побережий, сложенных неустойчивыми породами, причем побережье Восточной Англии, кроме того, испытывает нисходящие движения. Именно этими факторами обусловлены весьма значительные скорости абразии. Для побережий, сложенных более прочными породами, эта скорость, вероятно, равняется первым тысячам единиц Бубнова. Так, скорость отступления сложенных известняками берегов о-ва Норфлок и Западной Австралии оказалась равной 1000 Б.

Допустив справедливость теории педиментации, следует признать значительную скорость отступления уступов крупнейших педиментов в процессе эволюции глобального рельефа. Л. Кинг [235] оценил скорость отступления Мозамбикского уступа в один фут за 150—300 лет, что примерно равняется 5000 Б. Эта величина может рассматриваться как типичная для африканских педиментов.

Для удаленных от нас во времени конкретных периодов геологического развития скорость эрозии может быть подсчитана, если известны объем осадков, аккумулярованных в бассейне, и площадь водосбора, служащего источником обломочного материала. Последнее установить очень трудно, что часто делает подобные расчеты невозможными. Используя такой метод, Дж. Гиллули с соавторами [160] получил величину скорости эрозии Скалистых гор в раннемеловое время, равную 183 Б. С этой цифрой контрастирует скорость эрозии активно развивавшейся в раннемеловое время антиклинали Вентура — 1524 Б. Восточная часть территории США в триасовое время характеризовалась равнинным рельефом и аридным климатом, поэтому скорость снижения поверхности равнялась тогда 25 Б.

Приведем результаты расчетов средних темпов денудации для всей суши Земли в целом: 24 Б (С. Джадсон), 30 Б (Дж. Корбел), 84 Б (Д. Риттер), 69 Б (Дж. Холеман), 35 Б (Д. Стодарт). Даже если принять самую низкую из приведенных цифр, то при условии отсутствия других процессов такого темпа денудации будет достаточно для того, чтобы за 25 млн. лет поверхность Земли снизилась до уровня моря.

Другой подход к определению средней скорости эрозии для Земли в целом основывается на вычислении общего объема

осадков, вынесенных с континентов в Мировой океан. Эта величина составляет $9,6 \times 10^9$ т осадков в год, из которых $9,3 \times 10^9$ т поступает с речным стоком. Определенная таким образом средняя скорость эрозии равна 24 Б.

Большинство расчетов, приводимых в литературе, несомненно являются очень неточными или недостаточно полными. Одни исследователи могут недоучитывать потери вещества при растворении, используя при расчетах данные по бассейнам осадконакопления, другие, опираясь на данные по речному твердому стоку, — ветровую эрозию, третьи при вычислении скорости снижения поверхности, сложенной известняками, с помощью данных по выносу карбонатов в результате растворения могут недоучитывать механический перенос и т. д.

Как подчеркнул А. Юнг [480], признание главенствующей роли изучения скорости денудации в познании эволюции рельефа заставляет говорить о необходимости совершенствования экспериментальных исследований, в особенности систематического опробования накапливающихся осадков на стационарах: «Этот идеал, как я полагаю, вряд ли где-нибудь достигим, и поэтому мы вынуждены иметь дело с отрывочными и слабо упорядоченными данными». Тем не менее имеется достаточно информации, для того чтобы сделать приближенную оценку средних скоростей эрозии. По мнению С. Шумма [369], средняя скорость денудации равнин равна 72 Б, а горных областей — 915 Б. А. Юнг [479] дает соответственно цифры 46 и 500 Б. Допустив правильность приведенных несколько выше сравнительно низких скоростей эрозии для суши всей Земли в целом (24—35 Б), необходимо признать, что скорости, определенные для отдельных регионов С. Шуммом и А. Юнгом, должны рассматриваться как завышенные. Однако именно эти цифры мы будем использовать в процессе дальнейшего изложения, как грубые показатели скорости эрозии равнин и горных областей, которые мы примем равными соответственно 50 и 500 Б.

СКОРОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ И ОПУСКАНИЙ

Определить скорости поднятий или опусканий можно с помощью повторных точных наблюдений. В настоящее время такие наблюдения проводятся во многих районах мира и в будущем — по мере увеличения точности методов — они будут становиться все более ценными и традиционными источниками информации. Приведем некоторые результаты, полученные в процессе подобных работ. Эти результаты, как и ранее, будут выражаться в единицах Бубнова.

В Коста-Рике наблюдения за уровнем земной поверхности свидетельствуют о современном поднятии территории со ско-

ростью 2500 Б. Геологические же данные показывают, что начиная с позднего миоцена средняя скорость поднятия центральных гор Коста-Рики составила всего 100—200 Б.

Исследования, проведенные в Карпатах, показывают неодинаковые скорости поднятия различных участков этой горной

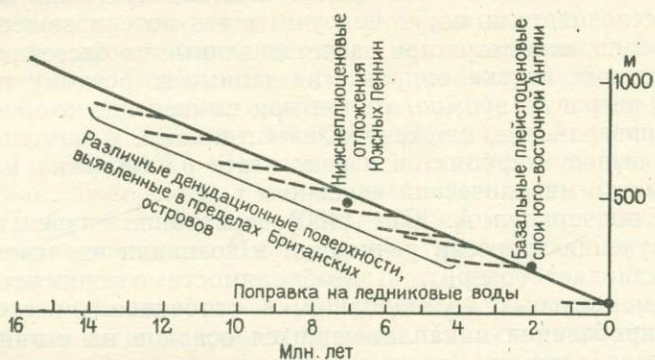


Рис. 193. График возможных скоростей поднятия возвышенных районов Британских островов, начиная с неогена

страны. На западе она равняется 13 000 Б, на востоке 11 000 Б, а на юге 4000 Б.

В Черноморско-Каспийском регионе скорости тектонических движений быстро меняются от места к месту, увеличиваясь с запада на восток. Поднятие Крымских гор происходит со скоростью 2000—4000 Б, а Западного Кавказа — 6000—8000 Б. В осевой зоне Центрального и Восточного Кавказа скорость поднятий превышает 12 000 Б.

Скорость воздымания Швейцарских Альп определялась с помощью различных методов. Повторные триангуляционные измерения свидетельствуют о том, что скорость современных поднятий составляет здесь 1 мм/год, или 1000 Б. Применение довольно сложного метода, использующего данные радиоактивных датировок апатитов для реконструкции деформаций палеоизотерм, показало, что скорость поднятий 6—10 млн. лет назад равнялась 0,3—0,6 мм/год, или 300—600 Б [360]. Поднятие верхнего уровня денудации (см. с. 216) происходило здесь начиная с плиоцена и составило примерно 5000 м за 5 млн. лет (1000 Б).

Расчеты скорости поднятий на Британских островах базировались до настоящего времени на не очень точных данных. Конец положила осуществленная П. Уэлшем с соавторами [447] сводка материалов по скоростям тектонических движений, охватывающая неогеновый и четвертичный периоды, на основании которой был построен график (рис. 193) с градиентом 1 м в 15 250 лет, или 65 Б.

В Южной Италии скорость поднятий за последние более 170 000 лет равнялась 100—200 Б. Эта величина для Польши колеблется между 500 и 1000 Б.

Повторные наблюдения свидетельствуют о погружении территории провинции Новая Шотландия на востоке Канады со скоростью 5000 Б. Погружение впадины Черного моря происходит неравномерно со средней скоростью около 1000 Б, достигая на отдельных участках 6500 Б. Максимальная скорость опускания впадин Западных Карпат 5300 Б.

Наиболее значительные скорости тектонических поднятий, установленные при повторных нивелировках, наблюдаются, вероятно, в Японии, где они составляют 76 000 Б.

Скорость тектонического поднятия может быть определена на основании анализа стратиграфических данных. Так, например, в Европейских Альпах позднемеловые морские осадки располагаются на высоте 2500 м, что позволяет определить среднюю скорость их поднятия примерно в 30 Б. Аналогичные породы позднемелового возраста, залегающие на вершине горы Канченджанга (8400 м), указывают на поднятие со скоростью 90 Б. Очевидно, что поскольку эти цифры значительно уступают величинам скоростей поднятий, установленным в большинстве горных регионов непосредственными краткосрочными измерениями, то они отражают практически минимальные скорости восходящих тектонических движений.

Поднятие Эфиопского плато, в процессе которого юрские морские известняки в течение кайнозойского времени были подняты на высоту 2500 м, происходило со средней скоростью около 100 Б. Эти перемещения охватили значительную территорию площадью в сотни тысяч квадратных километров. Синхронно с поднятием здесь происходило формирование центральной рифтовой впадины, погружавшейся со скоростью 200 Б.

Опускание района Каролинских островов началось 4100 лет назад, со скоростью 4000 Б, а в промежутке от 4100 до 6500 лет назад шло со скоростью 1900 Б. В данном случае погружалась территория площадью 2 500 000 км², и поэтому есть основания полагать, что эти цифры отражают не столько скорость тектонических движений, сколько скорость эвстатических колебаний уровня моря. Дж. Чеппелл [55] измерил скорость поднятия о-ва Новая Гвинея, базируясь на деформациях коралловых террас, датированных с помощью ураново-свинцового метода определения абсолютного возраста. Эти деформации отражают неодинаковую скорость воздымания различных участков побережья, составляющую в среднем 2000 Б, при максимальной скорости 4000 Б. Точно такой же метод был использован на о-ве Тимор. На трех участках северного берега этого острова скорость поднятия равнялась 500 Б. Примерно такая же скорость поднятия (470 Б) была установлена для соседнего о-ва Атауро. Но четвертый участок на северном берегу Тимора вблизи г. Дили, как оказалось, воздымается со скоростью всего

30 Б. В архипелаге Новые Гибриды изучение коралловых террас позволило выявить поднятие о-ва Мэло со скоростью 670 Б и о-ва Эфате от 550 до 770 Б.

Рост коралловых рифов обычно происходит с той же скоростью, что и опускание основания постройки. Однако имеются и отдельные исключения. В качестве примера рассмотрим риф

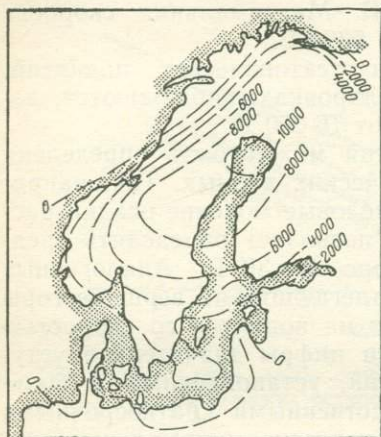


Рис. 194. Современная скорость поднятия Скандинавии (в Б). По Е. Спенсеру [389]

Алакран (Мексика), характеризующийся максимальной мощностью голоценовых коралловых образований (33,5 м) из всех известных рифов как Атлантического, так и Индо-Тихоокеанского бассейнов. Наибольшая скорость накопления коралловых известняков составляла здесь 12 м за 1000 лет (12 000 Б). Такая скорость характерна для наращивания открытых рифовых построек, состоящих из быстрорастущих *Acropora cervicornis* [274].

Для многих районов развития гляциоизостатических движений свойственны серии древних береговых линий, изучение которых позволяет достаточно точно датировать и измерять

скорость поднятия как за все время воздымания, так и за отдельные его периоды. Максимальная скорость поднятия Скандинавии за последние 7000 лет составляла 16 000 Б. Скорость современных тектонических движений в Скандинавии иллюстрирует рис. 194. В районе оз. Верхнего она равняется 5000 Б, в Шотландии скорость воздымания варьирует от 300 до 9000 Б. Поверхность Великобритании, по всей видимости, испытывает наклон, поднимаясь на западе и погружаясь на востоке. Изменения скорости опусканий в восточной части Англии дали цифру 1000 Б.

Для определения скорости перемещения земной поверхности в отдельных случаях можно использовать и археологические методы. Так, в Иране древний канал, возраст которого известен, располагавшийся ранее почти на одном высотном уровне по всей своей длине, был деформирован, вследствие роста поперечной антиклинальной складки, происходившего со скоростью 3000 Б. Г. Лис и Н. Фэлкон [261] определили, что максимальная скорость поднятия данной антиклинали в Иране составляла 12 000 Б, однако К. Вита-Финзи [438] установил, что она равняется здесь 7400 Б. Исходя из полученных значений последний исследователь попытался также рассчитать скорость сжатия коры, хотя никаких доказательств о реальности подоб-

ного процесса, прямо противоположного по направленности вертикальным перемещениям, не существовало.

Некоторые районы характеризуются медленными длительными тектоническими движениями, охватывающими значительные территории. В отличие от них для других регионов свойственны интенсивные движения, связанные с перемещениями по разломам и с землетрясениями. Эти перемещения могут быть непосредственно измерены, однако так как они обычно происходят почти мгновенно, результаты измерений не могут служить основой для получения средних скоростей движений за значительный промежуток времени.

Во время землетрясения 1964 г. в Анкоридже на Аляске уровень берега в одном местах поднялся более чем на 2 м, а в других опустился почти на такую же величину. Поднятия и погружения охватили здесь площадь в 90 000 км². В Новой Зеландии наиболее значительные скорости поднятий (10 000 Б) фиксируются вблизи Альпийского разлома, в то время как скорость поднятия восточного побережья Южного острова составляет всего 300 Б.

Ограничивающие Рейнский грабен Шварцвальд и Вогезы испытали, начиная с середины эоцена, поднятие, достигающее максимальной величины 2500 м, что позволяет определить его скорость в 55 Б.

Для некоторых регионов могут быть составлены карты скоростей вертикальных тектонических движений. Характер таких карт зависит от детальности наблюдений, способа интерпретации данных и, вероятно, теоретических представлений авторов. В одних районах современные движения позволяют, по-видимому, говорить об активном формировании куполов и впадин почти округлой формы (рис. 195); в других — о делении территории на ряд контрастных участков, как если бы несколько ограниченных разломами и динамически воздействующих друг на друга блоков испытывали значительные дифференцированные движения (рис. 196).

В восточной части Соединенных Штатов современные движения, очевидно, наследуют тенденции раннефанерозойских деформаций, однако скорости современных движений значительно превышают средние скорости движений за период в 130 млн. лет [38]. Это свидетельствует либо об эпизодическом усилении движений, либо об их колебательном характере на фоне медленного направленного развития.

Прибрежные равнины Атлантического побережья США испытывают тектонический наклон в сторону океана, что, вероятно, может быть связано с погружением шельфа и эрозией суши. Аппалачи воздымаются относительно побережья со скоростью 6000 Б. Максимальная скорость поднятия наблюдается здесь в наиболее возвышенной зоне Аппалач. Как предполагается, современная сейсмическая активность приурочена к районам с наибольшей скоростью относительных поднятий. Внут-

ренные равнины — в отличие от Аппалач — испытывают неравномерные опускания. Расстояние между соседними зонами относительного поднятия в Аппалачском нагорье (длина волны) составляет около 300 км. Это позволяет предположить, что в генерировании тектонических поднятий участвует вся толща литосферы и, вероятно, астеносфера.

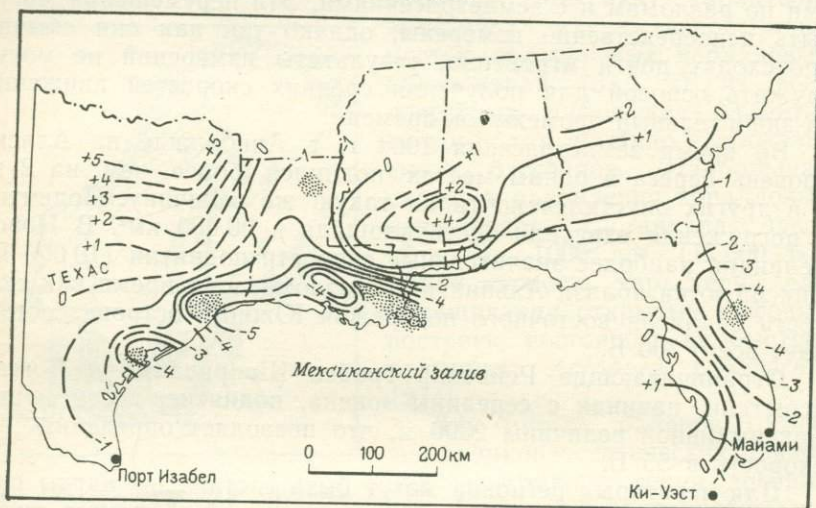


Рис. 195. Предварительные скорости изменения высоты местности в юго-восточной части США. По Б. Меаду [287].

Изолиниями показаны скорости вертикальных движений, мм/год; крапом — аномальные опускания

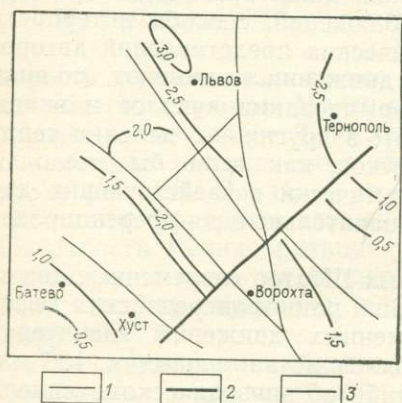


Рис. 196. Схематическая карта современных движений земной коры советской части Восточных Карпат. По В. И. Сомову и В. Г. Кузнецову [387].

1 — установленные или предполагаемые глубинные разломы; 2 — поверхностные разломы; 3 — изолинии скорости вертикальных движений, мм/год

СКОРОСТЬ ПОДНЯТИЯ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ И ГНЕЙСОВЫХ КУПОНОВ

По данным В. Питчера [334], внедрение и застывание отдельных порций магмы в многофазных батолитах длится примерно 1 млн. лет. Становление батолитов происходит в течение 50—70 млн. лет, и хотя отдельные фазы могут быть выделены достаточно четко, в целом этот процесс, по-видимому, имел

непрерывный характер. В этой связи приведем высказывание Дж. Гиллули [159], который отметил, что если дрейф литосферных плит продолжается все то время, пока происходит внедрение магматических расплавов, то скорость перемещения плит должна составлять несколько сантиметров в год, или примерно 50 000 Б.

Внедрение магматических масс приводит к тектоническим поднятиям, скорость которых, согласно оценке В. Файфа [147], составляет 2 см/год, или 20 000 Б. О. Стефенсон, на которого ссылается в своей работе М. Осмастон [327], рассчитал, что скорость внедрения гранитного диапира, вероятно, равняется примерно 1 км/млн. лет (1000 Б).

Горный массив Адирондак представляет собой расчлененный овальный купол длиной 190 и шириной 140 км. В пределах купола покров палеозойских пород эродирован, и на поверхность выведено его метаморфическое ядро. Повторные нивелировки, проведенные в течение 1955—1973 гг., показали, что за это время произошло поднятие центральной части купола, равное 40 мм, и опускание на 50 мм его северной окраины в долине р. Св. Лаврентия. Такое поднятие, сопровождающееся локальными опусканиями, свидетельствует о тектонической, а не гляциостатической природе вертикальных перемещений. По данным П. Кэхла и Е. Павловича [219], скорость поднятия купола Адирондак за 18 лет наблюдений составляет в среднем 3,2 мм/год, или 3200 Б. Эта величина представляется аномально высокой — по сравнению с окружающей территорией.

Как предположил Флетчер, скорость роста облекающих очар плавания гнейсовых куполов приближалась к 5 км за 30 млн. лет, равняясь, таким образом, 1 мм в 6 лет, или 166 Б. Изучение гнейсовых куполов, связанных с плиоцен-плейстоценовыми гранитами, позволило К. Оллиеру и К. Пэйну определить скорость их поднятия, равную примерно 1,5 мм/год, или 1500 Б, т. е. почти в десять раз большую, чем это предполагал Флетчер.

Опираясь на приведенные и многочисленные другие данные измерений, среднюю скорость тектонических поднятий гранитных интрузий и гнейсовых куполов можно определить в 1000 Б. Площади погружений в этом случае значительно меньше, чем площади поднятий и, как правило, обрамляют положительные структуры со всех сторон, поэтому они могут рассматриваться как относительные опускания, частично компенсирующие фоновое общее поднятие.

СКОРОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ДНА ОКЕАНА

Дно морей и океанов, так же как и континентальные области, испытывает поднятия и опускания. Одни из них охватывают значительные участки дна, другие проявляются более

локально. Ранее уже указывалось на предполагаемое воздымание дна океанов в зонах спрединга и его погружение на некотором удалении от них. Исходя из подобного объяснения формирования черт рельефа дна океанов скорость опускания равняется примерно 15 Б.

С иными скоростями происходят погружения подводных гор и гайотов. Находящиеся в Северной Атлантике острова Роккэл представляют собой фрагмент сиалической коры, опустившийся после раздвижения континентальных масс при формировании северной части Атлантического океана. Погружение этого участка происходило со средней скоростью 25 Б и составило за 55 млн. лет 1400 м. Коралловые рифы, сформировавшиеся на подводном хребте вблизи побережья Бразилии, располагаются на глубине 3,5 км, что свидетельствует о средней скорости их опускания за 30 млн. лет, равной 116 Б. Таким образом, приведенные данные, по-видимому, указывают на то, что скорость тектонических поднятий и опусканий дна океана примерно на порядок ниже, чем на континентах.

СКОРОСТЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Перемещения участков земной поверхности друг относительно друга в горизонтальной плоскости иногда, например после землетрясений, могут быть непосредственно измерены, так как они проявляются в смещениях участков рек, дорог, изгородей и других элементов, позволяющих легко определить величину сдвига. Такие движения, как правило, равняются первым метрам, хотя при землетрясении 1906 г. смещение по разлому Сан-Андреас составило 21 м. Если брать более длительный промежуток времени, то правосторонние горизонтальные смещения по этому разлому, судя по расстоянию, на которое сместилась к северу относительно Северной Америки точка тройного сочленения Мендосино, происходят со скоростью почти 60 000 Б [9].

Длительно повторяющиеся горизонтальные движения по разлому могут отражаться в смещении фрагментов речных террас. Примером служит сдвиг Вайрау, пересекающий р. Бранч (Новая Зеландия). Периоды формирования отдельных речных террас чередовались здесь с этапами латеральных движений, последовательность развития которых показана на рис. 59. За 20 000 лет общая величина сдвига составила 65 м, что отвечает средней скорости 3450 Б.

Смещения элементов геологического строения, расположенных на различных сторонах от разлома-сдвига, позволяют определить скорость горизонтальных движений за гораздо более длительный промежуток времени. Проиллюстрируем это на при-

мере крупного разлома Боконо, расположенного в северо-западной части Южной Америки и характеризующегося правосторонней сдвиговой составляющей. Величина перемещения за мезо-кайнозой оценивается здесь в 15—100 км, а за голоцен — 69—100 м [367]. Эти цифры дают возможность определить среднюю скорость движения по разлому за длительный интервал времени, равную 1000 Б, и за короткий этап (голоцен) — 10 000 Б. Приведем определенные аналогичным образом значения скоростей горизонтальных смещений по разломам, расположенным в следующих районах: Ява — 5000 Б, Суматра 12 000 Б, Израиль (Мертвое море) 7500 Б, Аравийский полуостров 8000 Б, рифтовая зона Эфиопии — 12 000 Б, Новая Зеландия — 14 000—18 000 Б, Карпаты — 23 000 Б.

Спрединг океанического дна относится к иному типу горизонтальных движений и протекает с другими скоростями. Движение литосферных плит в различные стороны от срединно-океанического хребта происходит со скоростью примерно 3 см/год, или 30 000 Б. Предполагаемая скорость взаимодействия плит в зоне субдукции, расположенной к западу от побережья Перу, оценивается в 100 км/млн. лет, или 100 000 Б [309]. Эти цифры позволяют рассматривать дрейф литосферных плит как один из самых быстрых геоморфологических процессов, который несомненно должен оказывать очень большое воздействие на формирование рельефа земной поверхности.

Для расчета скорости движения плит можно использовать данные по латеральной миграции вулканизма. Так, прохождение Гавайских островов над «горячей точкой» происходило со средней скоростью 110 000 Б. Близкие значения были получены при оценке скорости перемещения вулканической активности на Маркизских островах, островах Общества и на островных цепях близ берегов Австралии [119]. Скорость движения самого Австралийского континента над «горячей точкой», с влиянием которой связан кайнозойский вулканизм, составляла 66 000 Б. Эта цифра довольно хорошо совпадает со значениями скорости перемещения Австралии в северном направлении (56 000 Б), подсчитанными на основании данных по скорости спрединга в Южном океане.

Скорость растяжения коры была измерена в рифте Рио-Гранде вблизи г. Альбукерке на основании интерпретации явления выполаживания с глубиной проходящих параллельно рифту разломов. Судя по этим построениям, растяжение коры происходило здесь со скоростью 0,3 мм/год (300 Б) и составило за 26 млн. лет — 8 км [468]. Эти значения сравнимы со скоростью растяжения коры в районе Рейнского грабена — 100 Б [201] и в Восточно-Африканской рифтовой системе — 400—1000 Б [17]. В Исландии, где растяжение компенсируется внедрением даек, его скорость равна почти 5000 Б, приближаясь скорее к скорости спрединга океанического дна, чем к скорости растяжения континентальной коры.

Принципиально иной тип горизонтальных перемещений представляют собой движения тектонических покровов (см. гл. 8). По данным П. Элтера и Л. Тревисэна [125], средняя скорость перемещения шарьяжа шириной 50 км составляла около 10 000 Б. Согласно П. Чоукроуну и М. Сегьюрету [59], скольжение некоторых покровов в Пиренеях происходило со скоростью почти 5000 Б. Примерно также протекало гравитационное скольжение в Таконской зоне (Северная Америка), где его скорость оценивается в 1000—10 000 Б [441].

Дальнейшее усовершенствование в будущем техники измерений, в частности использование лунных дальномеров [24] и специальных интерферометров (VLBI), позволит установить расстояние между континентами с точностью до одного сантиметра, что в свою очередь даст возможность непосредственно измерять как континентальные, так и внутриконтинентальные горизонтальные движения.

СКОРОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

Для того чтобы подвести итог вышесказанному, условно примем средние значения следующих величин: скорость эрозии низменности — 50 Б, скорость эрозии горных областей — 500 Б, скорость тектонических поднятий 1000 Б, скорость горизонтальных движений 10 000 Б. Различия между этими величинами, по-видимому, нуждаются в объяснении. Интерпретацию значения реальных скоростей и их взаимоотношения между собой должна включать любая модель, рассматривающая глобальные особенности строения и эволюции Земли.

Скорость эрозии представляет в этом отношении самый простой случай, так как различия между интенсивностью расчленения низменностей и возвышенностей очевидны. Интерес вызывает абсолютная скорость эрозии; если бы произошло прекращение тектонических поднятий, то при существующей скорости эрозии континенты были бы эродированы до уровня Мирового океана примерно за 25 млн. лет. Тем не менее очевидно, что подобной картины никогда не наблюдалось, хотя времени для этого, вероятно, было более чем достаточно. Следовательно, можно предположить существование некоего процесса, обеспечивающего консервативность континентов.

Изостатические поднятия дают лишь частичный и далеко не полный ответ на этот вопрос. Так, если континенты просто испытывали бы поднятие, идущее наравне с эрозией, то общая мощность сиалической коры очень быстро уменьшилась бы до такой степени, что на поверхность оказался бы выведен нижележащий «базальтовый» слой. Этого, однако, не случается. Наблюдения показывают, что при консолидации континентальных осадков, накопившихся вблизи границ континентов, происходит увеличение площади материков. Однако если рост континентов идет подобным образом, то для того чтобы объяснить увели-

чение площади материков, очевидно, необходимо предположить параллельное и более значительное уменьшение их мощности. Более того, очень хорошее совпадение границ континентов при их мысленном или картографическом совмещении указывает на незначительную роль аккреции, по крайней мере в постюрское время. Таким образом, допустив постоянность значительной мощности коры континентов, несмотря на относительно быстрые скорости эрозии, необходимо, по-видимому, предположить существование определенного подтока вещества под континенты или же реальность процесса субдукции.

Скорость тектонических поднятий фактически примерно вдвое превышает скорость эрозии. Такое соотношение служит прямым доказательством предположения о росте горных сооружений, происходящем в настоящее время, когда поднятия гор определенно опережают эрозию. Однако необходимо отметить, что указанное соотношение скоростей является искаженным, поскольку скорость эрозии измеряется обычно для крупных регионов, в то время как интенсивность поднятий определяется для отдельных возвышенностей, горных хребтов или для еще более локальных площадей.

Подавляющее большинство горизонтальных движений связано со спредингом океанического дна, а районы, для которых свойственны высокие скорости перемещений, почти всегда приурочены к активным границам плит. Значительная скорость спрединга неизбежно приводит к аналогичной интенсивности процессов взаимодействия плит.

Быстрое образование новых участков океанического дна в зонах спрединга требует либо признания его разрушения в зонах субдукции (которое должно протекать с еще более высокой скоростью из-за того, что зоны субдукции имеют гораздо меньшее протяжение, чем зоны срединга), либо допущения расширения Земли. Остальные горизонтальные движения происходят в результате взаимного приспособления границ литосферных плит, а также скольжения тектонических покровов под действием гравитационных сил.

Значительные скорости горизонтальных движений имеют прямое отношение к проблемам континентального дрейфа, реконструкции палеогеографических условий, установлению местоположения «исчезнувших» континентальных масс и т. д. Важно подчеркнуть, что подвижность верхних оболочек Земли в горизонтальной плоскости намного превышает скорости вертикальных движений, и относительные латеральные перемещения фрагментов земной коры могут происходить намного быстрее, чем формирование горных сооружений.

Рассмотрим главные гипотезы, касающиеся эволюции Земли, как единого целого. Существуют четыре такие гипотезы.

1. *Гипотеза сжимающейся Земли.* Гипотеза контракции была предложена в 1829 г. Эли до Бомоном и долгое время пользовалась популярностью. Однако сейчас она, по-видимому, не имеет сторонников.

2. *Гипотеза стабильного объема Земли с занимающими фиксированное положение континентами и океанами.* В настоящее время лишь немногие геологи, например А. Мейергофф и Х. Мейергофф [292], придерживаются подобной точки зрения.

3. *Гипотеза стабильного объема Земли, предусматривающая дрейф литосферных плит.* Эта гипотеза сейчас наиболее популярна и имеет самое значительное количество приверженцев.

4. *Гипотеза расширяющейся Земли.* Эта гипотеза поддерживается лишь некоторыми геологами (С. Кэри, Дж. Стейнером, Х. Оуэнсом, О. Шиелдсом и др.). Эти исследователи приводят в ее пользу целый ряд различных доводов, которые трудно объяснить с позиций плитотектоники и которые — к удовлетворению сторонников концепции расширяющейся Земли — не могут быть убедительно опровергнуты. Вполне вероятно, что данная концепция в настоящее время находится в том же положении, в каком была 20 лет назад концепция континентального дрейфа (в нее в целом не верят, несмотря на имеющиеся доказательства), и поэтому она заслуживает специального рассмотрения. Эта концепция, кроме того, представляет собой ценную альтернативу внешне правдоподобным, но на самом деле бездоказательным аспектам тектоники плит, принимаемым обычно без должной критической оценки.

ДОКАЗАТЕЛЬСТВА РАСШИРЯЮЩЕЙСЯ ЗЕМЛИ

1. *Разорванные клинья, или лепестковый эффект.* Если покрыть бумагой надувной мяч, а затем его еще больше накачать, то бумага разорвется на клиновидные фрагменты, разделенные треугольными в плане промежутками. В результате треугольные «лепестки» оболочки, очевидно, окажутся отделенными друг от друга участками поверхности мяча, лишенными покрова бумаги. Элементарным аналогом подобной картины являются южные континенты, имеющие треугольную форму и напоминающие лепестки полураскрывшегося цветка. Доказательства такого механизма разрыва континентов будут приведены ниже.

Если сомкнуть континенты, как это сделал И. Буллард, то между Африкой и Южной Америкой (два лепестка) будет наблюдаться небольшое несоответствие из-за того, что операция проводилась на глобусе несколько больших, чем это необходимо для идеального схождения континентов, размеров. Однако разрыв между Восточной Европой и Африкой (если эти континенты ранее смыкались) слишком значителен, и по мере продвижения далее к востоку он все более увеличивается, переходя по простирацию в крупнейший морской бассейн (море Тетис), который, согласно мнению некоторых палеогеографов, намного превышает по ширине реальное море Тетис.

2. *Совпадение границ континентов.* Поскольку совпадение границ противостоящих континентов служит убедительным доказательством раскрытия Атлантического океана, то и хорошее совмещение других континентов, по-видимому, также не может быть чисто случайным. Это, однако, достигается только в том случае, если континенты располагаются на земном шаре меньших, чем в настоящее время, размеров. Глобальное смыкание континентов включает размещение Австралии рядом с Южной Америкой, что означает ретроспективное «закрытие» Тихого океана. При этом Пангея выступает в роли континента, покрывающего всю поверхность Земли [21].

К. Барнетт провел следующий эксперимент. Он вырезал из резинового 4,5-дюймового глобуса континенты и разместил их на 3-дюймовом глобусе. В результате наряду с традиционным хорошим схождением берегов Атлантики произошло исчезновение Тихого океана. При этом Западная Антарктида сомкнулась с Южными Андами, Восточная Австралия — с Центральной Америкой, а северная окраина Австралии примкнула к Северной Америке. Как отметил К. Барнетт: «трудно даже поверить, что само по себе изменение размеров земного шара может объяснить подобное совпадение конфигурации контуров континентов».

К. Криер [80] изготовил пластичные модели континентов исходя из 50-сантиметрового глобуса, а затем перенес их на 37- и 27-сантиметровые глобусы. Так же как и К. Барнетт, он получил слишком хорошее, чтобы быть случайным, смыкание континентов. Однако построения К. Криера нашли очень небольшую поддержку у большинства геологов, по-видимому в связи с тем, что при различных типах совмещения континентов вся поверхность уменьшенного глобуса оказалась заполнена одинаково хорошо. Это в свою очередь не позволяет рассматривать совпадение границ континентов при их смыкании, как случайное явление. Оно может просто быть результатом терпеливости и изобретательности создателя модели.

Иной вариант глобального совмещения границ континентов предложил Л. Броске (рис. 197).

Более обоснованную попытку такого рода осуществил О. Шнелдс [378], который использовал значительное количе-

ство биогеографической информации для того, чтобы показать отсутствие в прошлом Тихого океана. Построения этого исследователя изображены на рис. 198. Как можно видеть, Австралия в этом случае располагается почти в такой же позиции, как и в моделях К. Барнетта и Л. Броске. Однако от Южной Америки она отделяется крупным континентальным массивом,

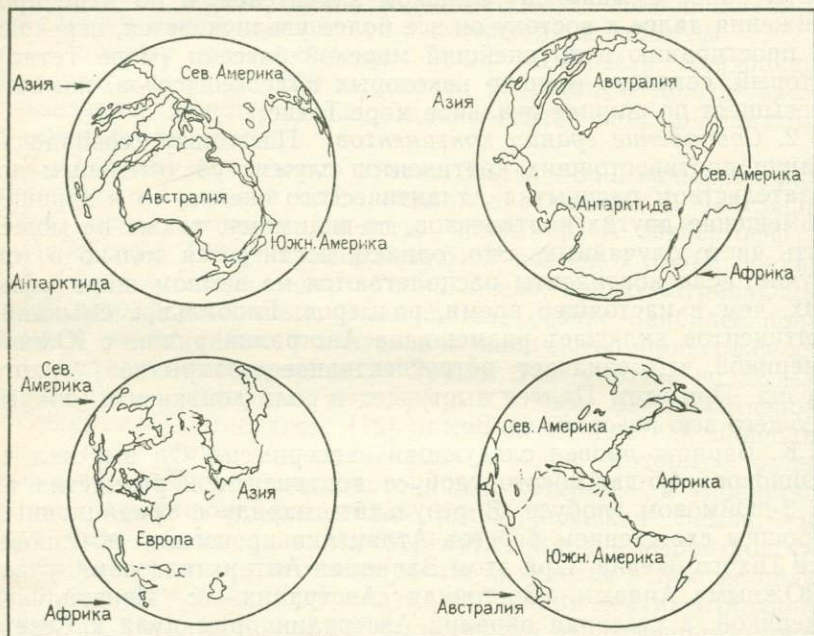


Рис. 197. Реконструкция Земли при смыкании всех континентов. По Л. Броске [36]

включающим различные поднятия юго-западной части Тихого океана — Новую Каледонию, Новую Зеландию, Новые Гибриды, поднятие Лорд-Хау и др. Существуют определенные геологические и геоморфологические данные, свидетельствующие в пользу подобных построений. Это — расположенный к западу от Южной Америки источник осадков Андийской геосинклинали [225, с. 186] и находящиеся к востоку от Австралии верховья «обезглавленных» ныне рек этого континента [225, с. 174]. Наряду с упомянутыми, имеются и биогеографические доказательства того, что Тихий океан имел ранее меньшие размеры [12]. Тем не менее до сих пор предпринималось очень мало попыток рассмотреть взаимоотношения противоположных ограничений Тихого океана с помощью различных методов. Практически все подобные усилия сконцентрированы на доказательствах дрейфа материков, совпадающих при «закрытии» Атлантического и Индийского океанов.

О. Шиелдс составил серию палеотектонических карт и достаточно детально реконструировал особенности пространственного размещения континентов. Эти палеореконструкции содержат неожиданный вывод о том, что образование Тихого океана началось позже, чем Атлантического. В ближайшие несколько лет ожидается накопление данных о строении и раз-

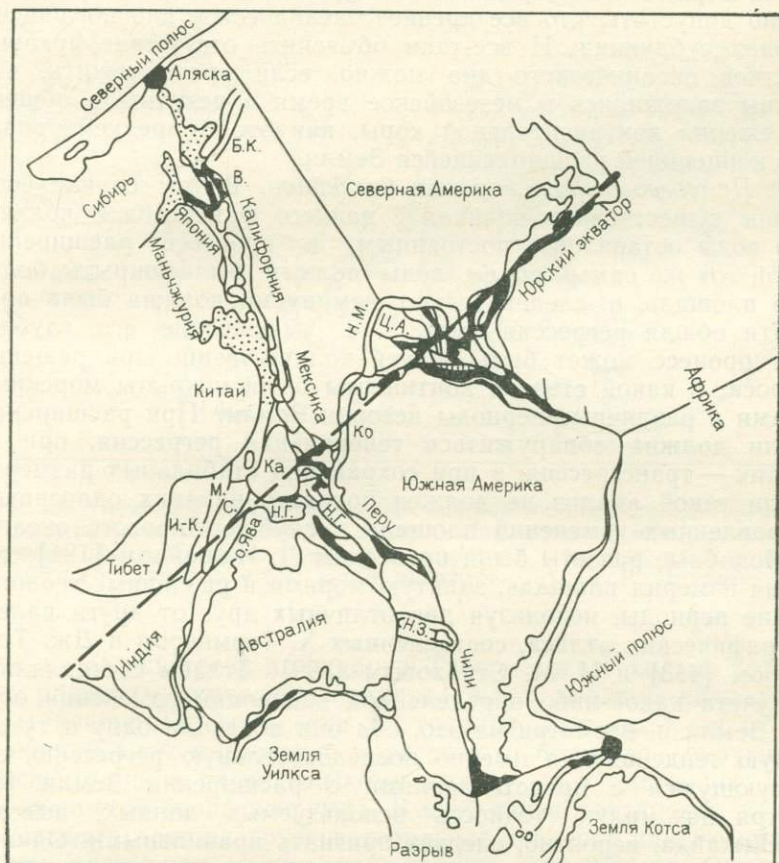


Рис. 198. Совпадение границ континентов при «закрытии» Тихого океана, предполагаемое для раннеюрского времени. По О. Шиелдсу [378].

Б. К.— Британская Колумбия; В — Вашингтон; Н.-М.— Нью-Мексико; Ц. А.— Центральная Америка; Ко — Колумбия; Н. Г.— о-в Новая Гвинея; Н. З.— Новая Зеландия; Ка — о-в Калимантан; М.— п-ов Малакка; И.-К.— Индо-Китай; С.— о-в Суматра

витии Тихого океана, которые дадут возможность судить о нем, по крайней мере, с той же степенью детальности, что и об Атлантике. Новые материалы позволят проверить идею О. Шиелдса.

3. *Отсутствие древнего океанического дна.* Согласно концепции тектоники плит новые участки океанического дна созда-

ются в зонах спрединга, а древние — разрушаются, поглощаясь в зонах субдукции. Зоны спрединга в действительности являются весьма сложными образованиями, так как наблюдаются изменения в их позиции, прекращение спрединга и затем его возобновление в другом месте и т. д. Исходя из этого следует признать, что направленного «конвейерного» движения океанической коры от зон спрединга не происходит, и поэтому невозможно допустить, что все древнее океаническое дно поглощено в зонах субдукции. И все-таки объяснить отсутствие древних участков океанического дна можно, если предположить, что океаны заложились в мезозойское время в результате общего растяжения континентальной коры, как это и предусматривается концепцией расширяющейся Земли.

4. *Палеогеография морских бассейнов.* В том случае если океаны существовали начиная с раннего фанерозоя и количество воды оставалось постоянным, в процессе расширения Земли тот же самый объем воды должен был покрыть большую площадь, и, следовательно, неминуемо должна была произойти общая регрессия моря, т. е. уменьшение его глубин. Этот процесс может быть оценен количественно при решении вопроса: в какой степени континенты были покрыты морскими водами в различные периоды истории Земли? При расширении Земли должна обнаружиться генеральная регрессия, при ее сжатии — трансгрессия, а при сохранении стабильных размеров Земли такой анализ не должен показать никаких однозначно направленных изменений площади и глубин Мирового океана.

Подобные расчеты были проведены Л. Иджайдом [121], который измерил площадь, занятую морями в различные геологические периоды, используя два отличных друг от друга палеогеографических атласа, составленных Х. Термиером и Дж. Термиером [413] и Н. М. Страховым [399]. Атласы составлялись без учета какой-либо определенной концепции изменения объема Земли и, несмотря на это, оба они показали одну и ту же общую тенденцию, а именно последовательную регрессию, согласующуюся с представлениями о расширении Земли. Несмотря на малую точность используемых данных, выводы Л. Иджайда, вероятно, следует признать правильными. Однако Д. Вайс пересмотрел эти результаты, полагая, что погрешность первичных материалов слишком велика, и поэтому выявленная тенденция получена искусственно. По его мнению, наилучшей моделью является Земля, сохраняющая стабильный объем. С. Кэри, по-видимому, присоединился к доводам Д. Вайса — насчет недостоверности результатов Л. Иджайда, так как сам С. Кэри допускал значительную вероятность того, что в процессе расширения Земли должны образовываться новые порции морских вод.

5. *Тихоокеанская конвергенция.* Земной шар может быть разделен на две неравные части: 1) Тихоокеанское полушарие, ограниченное многочисленными зонами субдукции, где, как

утверждается, происходит поглощение океанической коры, и 2) антиподальное первому расширяющееся полушарие, в пределах которого располагаются многочисленные зоны спрединга, но почти нет зон субдукции. Континенты, обрамляющие Тихий океан, перемещаются по направлению к его центру; т. е. совершенно независимо от какой-либо субдукции эти континенты

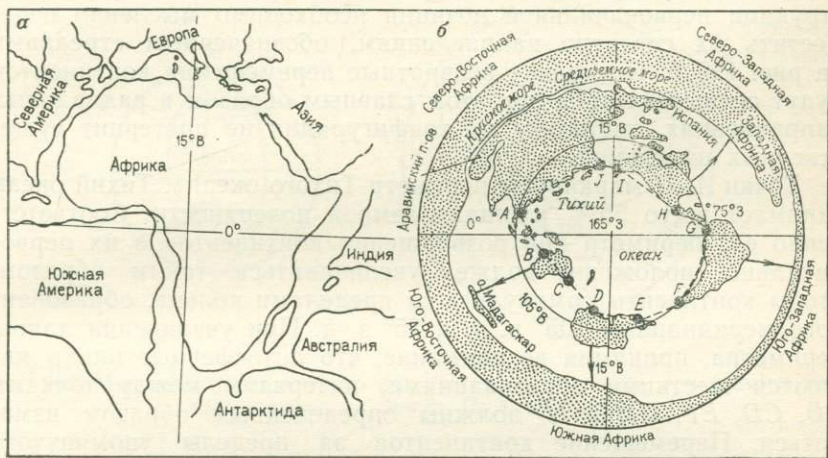


Рис. 199. Первоначальное расположение континентов относительно Африки (а). Равноудаленная экваториальная проекция современной Земли (б), иллюстрирующая периметр Тихого океана и направления, в которых должны перемещаться континенты, чтобы занять положение (а). По Р. Месервею [291]

движутся навстречу друг другу. Тихоокеанское кольцо уступает по размерам окружности земного шара, поэтому расположенные вокруг Тихого океана континенты перемещаются от противоположной полусферы, пересекают большую окружность, эксцентричную Тихоокеанскому кольцу, и в настоящее время сближаются (конвергируют). В этой связи континенты должны оказывать друг на друга латеральное давление или, по крайней мере, расстояние между ними должно сокращаться. Однако на самом деле наблюдается обратная картина.

Р. Месервей [291] взялся за решение этой проблемы с топологической основательностью и пришел в результате к следующим выводам. На рис. 199, б показана равноудаленная проекция земной поверхности, построенная относительно центра Тихого океана, а именно относительно точки пересечения экватора меридианом 165° з. д. Подобная проекция оставляет неизменными радиальные направления и длину отрезков больших окружностей, проходящих через ее центр. Точка, противоположная центру проекции, находится в Африке и интерпретируется как периметр построенной карты. Окружность, образо-

ванная меридианами 105° в. д. и 75° з. д., проходит на полпути между центром проекции и противостоящей ей точкой.

На рис. 199, б можно видеть современную позицию континентов, изображенную в этой проекции. Допустив, что ранее (это в основном и предполагается) континенты размещались примерно таким образом, как показано на рис. 199, а, а затем в процессе дрейфа заняли современное положение, при реконструкции первоначальной позиции необходимо мысленно переместить их согласно направлениям, обозначенным стрелками на рис. 199, б. Поскольку возвратные перемещения континентов будут осуществляться при этом главным образом в радиальных направлениях, постольку их конфигурация не претерпит существенных изменений.

Точки *A—J* маркируют периметр Тихого океана. Тихий океан занимает всего 35 % площади земной поверхности. Соответственно его периметр при возвращении континентов в их первоначальное положение должен увеличиваться таким образом, чтобы континенты сомкнулись за пределами кольца, образованного меридианами 105° в. д. и 75° з. д. При увеличении длины периметра, принимая во внимание, что литосферные плиты являются жесткими образованиями, интервалы между точками *AB*, *CD*, *EF*, *GH* и *IJ* должны определенным образом измениться. Перемещение континентов за пределы упомянутого кольца вызовет увеличение интервалов между перечисленными точками. Другими словами, чем более древний период времени мы возьмем, тем значительней по сравнению с современным будет расстояние между этими точками. Однако результаты изучения спрединга вполне однозначно показывают, что, напротив, ранее интервалы между рассматриваемыми точками были короче и сейчас имеют максимальную длину.

Для того чтобы континенты расположились так, как показано на рис. 109, б, периметр Тихоокеанского кольца в определенный момент времени должен был ограничивать по крайней мере половину земной поверхности с тем, чтобы, пройдя это положение в прошлом, континенты ретроспективно соединились на противоположной стороне Земли.

Если допустить, что периметр Тихого океана уменьшается, то, с точки зрения топологии, на Земле современных размеров становится невозможной такая трансформация континентов, при которой они занимали бы ранее позицию, показанную на рис. 199, а. Этот аргумент представляется очень серьезным. Все имеющиеся данные свидетельствуют о том, что Австралия после ее отрыва 50 млн. лет назад от Антарктиды переместилась на значительное расстояние к северу (*CD*). Южная Америка дрейфует в сторону от Антарктиды и Северной Америки, причем этот дрейф сопровождается формированием в зонах раздвига дуги Скотия и Карибской дуги. В интервале между точками *I* и *J* располагается Аляскинский ороклин, для которого характерно, по-видимому, небольшое изменение длины, а в интервале

А—В — многочисленные участки развития спрединга в пределах краевых морей Индонезии, т. е. этот интервал почти наверняка увеличивается в размерах.

Приведенные топологические аргументы в пользу расширения Земли не предусматривают какую-либо возможность субдукции.

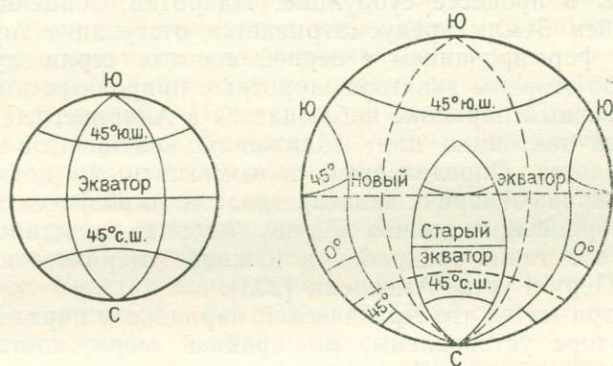


Рис. 200. Миграция параллелей по поверхности континентов при асимметричном расширении Земли. По С. Кэри [52]

6. *Арктическая конвергенция.* Палеомагнитные данные показывают, что в пермское время линия экватора пересекала Северную Америку в районе штата Техас. Сейчас экватор проходит в бассейне р. Амазонки, следовательно Северная Америка переместилась к северу, начиная с пермского времени, почти на 40° . В Европе пермский экватор находился на юге Франции, Средиземноморское побережье которой расположено в настоящее время на 40° с. ш., что указывает на движение Европы в северном направлении. Гренландия сейчас находится на 50° ближе к полюсу, чем в пермское время, Сибирь на 17° , а Тихоокеанское побережье Азии — на 25° . Даже делая поправку на существенную ошибку в измерениях или вычислениях, перемещение с пермского времени всех континентов на значительное расстояние к северу кажется бесспорным. Этому, однако, противоречит расширение Северного Ледовитого океана, где субдукция не предполагается ни одним исследователем. По мнению С. Кэри [52], существует только одно возможное разрешение этого парадокса, а именно — признание глобального асимметричного расширения, которое допускает смещение параллелей относительно континентальных блоков (рис. 200).

7. *Парадокс двойного экватора.* Измерения намагниченности горных пород Европы показали, что в триасе линия экватора пересекала Средиземное море. Аналогичное изучение пород Африканского континента позволяет сделать вывод о том, что с позднего триаса до ранней юры экватор проходил через Ка-

мерун и Аден [203], т. е. почти на 30° южнее, чем по европейским данным.

Согласно плитотектоническим построениям Средиземноморье рассматривается как зона столкновения Африки и Европы. Последнее, как полагают, обусловило образование здесь горных цепей и предполагаемое уничтожение значительных объемов коры в процессе субдукции. Напротив, концепцией расширяющейся Земли предусматривается отступление Африки от Европы с формированием в первой из них серии дублирующих по обе стороны экватора широтных природных зон.

Аналогичный парадокс наблюдается в Америке, где, правда, концепцией тектоники плит сближения континентов не предусматривается. Определенный палеомагнитными исследованиями в Северной Америке экватор триасового возраста проходил от Калифорнийского залива к п-ову Флорида, а установленный в результате таких же работ в Южной Америке — пересекал северное Перу и устье Амазонки [203].

Несмотря на то что Арктический парадокс и парадокс двойного экватора установлены, по крайней мере, частично при интерпретации палеомагнитных данных, многие специалисты считают, что результаты палеомагнитных исследований, расширяемые в целом, безусловно, свидетельствуют против расширения Земли и определенно указывают на то, что размеры ее остаются постоянными.

М. Мак-Элини и А. Брок [271] продемонстрировали, что палеомагнитные измерения позволяют построить геометрически правильную картину мира, которая не согласуется со значительным расширением Земли и допускает только очень небольшую его величину, лежащую в пределах точности палеомагнитных исследований. Палеорадиус Земли, определенный этими исследователями на основании данных по Африканскому континенту для триасового времени, составляет $1,08 \pm 0,015$, для мелового — $1,03 \pm 0,19$ и для всего мезозоя в целом — $1,08 \pm 0,13$ от современного. Подобные результаты, как они справедливо указывают, не позволяют допустить какое-либо расширение Земли. С. Кэри [52], оставшись убежденным такими доводами, считает что в случае расширения Земли методы измерения магнитного склонения не позволяют правильно определить палеошироты.

8. *Отсутствие зон субдукции.* Если бы удалось показать, что субдукции не существует, то плитотектоническая модель лишилась бы половины своего механизма, а оставшаяся часть — сами по себе зоны спрединга — служили бы в пользу расширения Земли. Подобный вывод не является неожиданным, и поэтому С. Кэри [52] суммировал все данные, которые могли бы использоваться для подрыва «мифа субдукции».

Глубоководные желоба имеют облик грабенов растяжения, будучи ограниченными нормальными сбросами. Многие из них выполнены горизонтально залегающими осадками, лишенными

признаков сжатия или субдукции. Некоторые из желобов, как это отметили Д. Шолл и М. Марлоу [363], почти лишены осадочного чехла. Кроме того, названные исследователи показали, что природа осадков, залегающих в желобах, иная, чем у осадочных пород, развитых в пределах близлежащих континентов. По мнению С. Кэри, установленные перемещения в плоскости зоны Бенюфа могут интерпретироваться как сколовые движения, связанные с эллипсоидами деформации, главные напряжения которого ориентированы вертикально.

Однако не все защитники концепции расширяющейся Земли отвергают субдукцию. Некоторые из них допускают ограниченное проявление этого процесса. Подобные представления частично базируются на следующих доводах.

9. *Несоответствие зон спрединга и субдукции.* Зоны спрединга примерно в два раза протяженнее зон субдукции, и уже поэтому чисто интуитивно стабильные размеры Земли ставятся под вопрос. Участки коры, образовавшиеся в зонах спрединга, должны поглощаться с более значительной скоростью, для того чтобы уничтожилось эквивалентное их количество. Учитывая неразрывность этих процессов, необходимо предположить существование некоторых частей океанического дна, где по мере приближения к зонам субдукции перемещение плит происходит с нарастающей скоростью. При измерениях количества генерированной в зонах спрединга коры в различные периоды времени, проведенных на качественной основе, Дж. Стейнером [391] использовались атласы спрединга океанического дна, не предназначенные для применения в этих целях. Кроме того, Дж. Стейнером оценивалось количество коры, поглощенной в зонах субдукции. В результате удалось установить, что в течение последних 165 млн. лет в зонах спрединга сформировалось 431×10^6 км² морского дна, в то время как в процессе глобальной субдукции уничтожилось 325×10^6 км², т. е. величина спрединга превышала величину субдукции на 33 %. Исходя из этих цифр и модели расширяющейся Земли, можно оценить ее палеорадиус, который в юрское время составлял $5668 \text{ км} \pm 13 \%$, или 0,89 современного радиуса нашей планеты.

Вычислив палеорадиусы и скорости их изменения в различных периоды и эры, Дж. Стейнер пришел к выводу, что скорости спрединга и субдукции увеличивались с течением времени.

10. *Определения палеорадиусов Земли.* При расширении Земли должно было бы происходить увеличение продолжительности суток и уменьшение количества дней в году. Наблюдаемое увеличение длительности суток составляет примерно две миллисекунды в 100 лет. Как установил Спенсер Джонс, увеличение за такой отрезок времени радиуса Земли на 6 дюймов повлекло бы за собою удлинение суток на пять миллисекунд. Следовательно, увеличение суток на две миллисекунды за 100 лет отвечает расширению Земли, равному 40 % от 6 дюймов,

или 60 мм за 100 лет (600 Б). Необходимо отметить, что рост продолжительности суток может быть также вызван в некоторой степени действием приливо-отливного трения.

Количество дней в году можно подсчитать, исходя из линий роста кораллов. Последние в процессе жизнедеятельности вырабатывают карбонаты таким образом, что при этом образуются очень похожие на годовые кольца дерева линии роста, каждая из которых отвечает одному дню. Кроме того, для них характерна зональность, связанная с сезонными вариациями, что дает возможность оценить рост линий и определить количество дней в году. Подобный подсчет, осуществленный по современным кораллам, дает цифру, равную в среднем примерно 360 дням. Меньшее — по сравнению с реальным — количество дней в году вызвано тем, что в течение нескольких облачных дней кораллы вырабатывают мало карбоната.

По данным Дж. Уэллса [456], некоторые кораллы позднекаменноугольного возраста свидетельствуют о том, что в то время в году было 390 дней, а среднедевонские кораллы дают цифру примерно в 400 дней. Эти данные согласуются с представлениями о меньшей продолжительности дня и соответственно меньшем объеме Земли в прошлом.

Среднее количество дней в году в середине девонского времени (400) говорит о средней скорости роста продолжительности дня, равном 2,2 с в 100 000 лет, что отвечает среднему увеличению радиуса Земли со скоростью 0,66 мм/год, или 660 Б. Такие же расчеты, опирающиеся на число дней в году в позднекаменноугольное время, дают цифру 0,6 мм/год, или 600 Б, что, вероятно, свидетельствует о примерно постоянной скорости расширения Земли, начиная с палеозоя.

Максимальные значения увеличения радиуса Земли можно получить, если допустить, что сиалическая часть современной земной коры первоначально покрывала всю нашу планету, имея ту же, что и сейчас, мощность и площадь, и что все океанические бассейны образовались в результате расширения. Поскольку площадь сиалической коры равняется 177×10^6 км², а площадь поверхности нашей планеты — 510×10^6 км², постольку увеличение радиуса Земли, исходя из этого предположения, составляет 2620 км. Скорость расширения зависит от длительности этого процесса. Если оно протекает с раннего докембрия, скажем в течение 4500 млн. лет, то его скорость равняется 0,58 мм/год, или 580 Б. В случае если расширение Земли началось примерно на рубеже рифея и палеозоя, допустим 600 млн. лет назад, то его скорость равна 4,35 мм/год, или 4350 Б. А если расширение началось только с раннего мезозоя (200 млн. лет назад), то тогда скорость составляет 13,1 мм/год, или 13 100 Б.

Ежегодное увеличение радиуса на 1,3 см привело бы к увеличению окружности Земли на 8 см, которое на экваторе было бы меньше, чем ее увеличение, связанное с развитием спринга

морского дна, хотя эти величины и имеют один порядок. Приведенная скорость расширения Земли примерно в 20 раз превышает скорость, определенную при анализе вариаций продолжительности дня и изменения количества дней в году.

11. *Палеоклиматические признаки.* Как отметил Н. Спьюлднесс [390], «распространение ископаемых организмов и осадочных пород... накладывает определенные ограничения на предполагаемые величины горизонтальных перемещений. Например, если в результате Ваших построений окажется, что коралловые рифы развиты в районах полюсов, а ледниковые отложения широко распространены на экваторе, то это свидетельствует о наличии какой-либо серьезной ошибки в проведенных реконструкциях. Приведем простой пример — совпадение границ при смыкании Северной Америки и Африки, полученное И. Буллардом, полностью противоречит палеонтологическим и седиментологическим данным для раннего палеозоя».

В этом случае Н. Спьюлднесс имел в виду сближение резко контрастных ордовикских фаун вдоль оси Каледониды—Аппалачи и соседство при такого рода реконструкциях ордовикских тиллитов Северной Америки с тропической фауной одновозрастных известняков, развитых в Соединенных Штатах.

Как показал С. Кэри (рис. 201), аналогичная ситуация возможна на планете, имевшей в то время меньшие, чем сейчас, размеры. Лишь в таком случае позиция палеоклиматических поясов согласуется с данными о распространении ископаемых организмов и ледниковых отложений и, кроме того, с положением экватора, определенным на основе палеомагнитных исследований.

12. *Расхождение «горячих» точек.* Согласно А. Стюарту [394], сравнение расстояний между парами «горячих» точек и их трассами на поверхности Земли для различных периодов времени в основном показывает, что по мере удаления по временной шкале это расстояние уменьшалось. Выявленные изменения в расстоянии между «горячими» точками могут свидетельствовать о постоянном их расхождении, связанном с увеличением земного радиуса более чем на 12% за последние 120 млн. лет.



Рис. 201. Положение широт и палеогеография бассейна Атлантического океана в ордовикское время. По С. Кэри [52]

13. *Палеонтологическая неразрывность.* В качестве альтернативы гипотезе, согласно которой Индия до столкновения с Азией переместилась на значительное расстояние от своего первоначального положения на юге, можно предположить, что п-ов Индостан всегда находился вблизи той части Азии, к которой он сейчас примыкает. Последнее согласуется с образованием Индийского океана в результате развития спрединга, но противоречит положению о постоянстве размеров Земли, свидетельствуя о ее расширении. Эта гипотеза подкрепляется также палеонтологическими данными, которые нельзя увязать с постулируемыми представлениями о первоначально значительном удалении Индии от соседних с нею стран. По всей вероятности, Тетис представлял собой не гигантский океан, а гораздо менее крупный эпиконтинентальный морской бассейн [79].

14. *Расширение Вселенной и расширение Земли.* Данные астрономических наблюдений ясно указывают на расширение Вселенной, позволяя говорить о нем гораздо более уверенно, чем о расширении Земли. Если по какой-либо причине Вселенная расширяется, то можно выдвинуть предположение о том, что в ее пределах повсюду также происходит расширение. Подобное предположение, по-видимому, будет не совсем справедливо. Так, не существует никаких доказательств расширения Луны или какой-нибудь другой планеты Солнечной системы, за исключением быть может Марса, для которого можно допустить слабое расширение. Кроме того, вероятное расширение испытывает спутник Юпитера — Ио, отличающийся вулканической активностью, однако прямых доказательств этого также не существует. Если действительно происходит расширение Земли, то может оказаться, что этот процесс характерен из всех планет только для нее. Тем не менее он может быть определенным образом связан с расширением Вселенной.

ПРИЧИНЫ РАСШИРЕНИЯ ЗЕМЛИ

Почти все попытки опровергнуть рассматриваемую концепцию начинаются с нападок на отсутствие какого-либо механизма расширения Земли. Такой подход к критике этой концепции в некоторой степени неправилен, поскольку в первую очередь необходимо эмпирически установить сам факт расширения. Если это будет сделано, тогда можно выдвигать определенные предположения по поводу причины расширения, а не наоборот — сначала объяснять причину, а затем обуславливать эмпирический факт. Мы на самом деле не знаем причины горообразования, но так как эмпирически существование гор установлено, то должен существовать некоторый механизм или механизмы этого процесса. Мы также не имеем удовлетворительного объяснения причин инверсий земного магнетизма, несмотря на то, что они эмпирически установлены.

Другой пример в ответ на подобную критику приводится С. Кэри. В конце XIX в. Кельвин резко критиковал геологов за то, что они оперируют с гораздо более длинной временной шкалой, чем та, которая подкрепляется имеющимися в распоряжении данными, полагая, что непреложные законы физики находятся на его стороне. К несчастью, для этого исследователя он допустил ошибку, и открытие радиоактивности позволило геологам восстановить в правах свою эмпирически разработанную временную шкалу. Геолог прошлого столетия вступал в конфликт со всеми физиками того времени. Он не имел возможности объяснить с точки зрения физики свои проблемы, но, несмотря на это, продолжал благоразумно придерживаться имеющихся у него геологических фактов. Позднее из-за отсутствия известного физикам механизма движения континентов была отвергнута гипотеза континентального дрейфа. Однако после того как физики в конце концов доказали с помощью палеомагнитных данных дрейф континентов, возражения против отсутствия механизма прекратились. В действительности для объяснения причины движения континентов предлагаются различные механизмы. Это гипотезы конвективных течений и затягивания погружающейся литосферной плиты, каждая из которых имеет свои проблемы (см. с. 72). Ошибки Кельвина и Джеффрейса дают геологам дополнительную уверенность в своих собственных результатах, и они в дальнейшем не испытывают необходимости получать разрешение физиков, для того чтобы выдвинуть геологические теории.

Тем не менее если механизм расширения Земли должен быть непременно предложен, то укажем на три возможные причины расширения.

1. *Фазовые изменения при сохранении постоянной массы.* Ряд исследователей допускает возможность фазовых изменений вещества, начавшихся с первоначально высокой удельной гравитации, превышающей современную либо во много тысяч раз (как это имеет место в белых карликах), либо, как предполагает Л. Иджайд, в 17 раз. Ядро Земли может представлять собой высокобарическую параморфозу железисто-магнезиальных силикатов, которые могут переходить в другие фазовые состояния, характерные для мантийного вещества или корового базальта.

2. *Вековое уменьшение «G».* Гравитационная постоянная «G» может оказаться вовсе не столь постоянной. Как предполагается космологами на основе их (совершенно независимых от геологических) данных, величина «G» со временем уменьшается. В этой связи, основываясь на скорости уменьшения «G», можно подсчитать скорость, с которой происходит расширение Земли. Расчеты средней скорости расширения, выполненные Ф. Хойлом и Дж. Нарликарсом [197], свидетельствуют об увеличении длины окружности Земли примерно на 2 мм/год (2000 Б) или об увеличении радиуса Земли на 320 Б. Получен-

ная цифра крайне невелика, однако она и не настолько мала, чтобы отказаться от рассмотрения данной концепции.

3. *Вековое увеличение массы Земли.* Один из первых сторонников расширяющейся Земли О. Хилгенберг [186] и более поздние исследователи, на которых ссылается С. Кэри [52], предположили, что изменения в объеме планеты происходят в первую очередь благодаря росту ее массы за счет энергетических превращений.

КОНТРОЛЬНЫЕ ПРОВЕРКИ

По крайней мере два из приведенных в этой главе довода могут рассматриваться как решающие. Это сближение континентов, ограничивающих расширяющийся Северный Ледовитый океан, и сближение континентов, расположенных на периферии Тихого океана, происходящее одновременно с доказанным их расхождением, что возможно только на расширяющейся Земле. Однако к настоящему времени предложены еще два метода контроля, которые имеют преимущество по сравнению с обычной трактовкой наблюдаемых явлений.

1. Два угловых отражателя размещаются на Луне. В обсерваториях Гонолулу, Канберры и Токно будут измеряться расстояния от их телескопов до угловых отражателей. Повторные наблюдения дадут возможность определить позицию обсерваторий относительно друг друга с точностью до нескольких сантиметров. Сближение этих трех станций наблюдения на несколько сантиметров в год будет свидетельствовать в пользу гипотезы тектоники плит, а такое же расхождение — в пользу гипотезы расширяющейся Земли. Повторные измерения в течение нескольких лет должны установить истину.

2. Разработка специальных интерферометров с очень протяженным базисом (VLBI) быстро достигнет такой стадии, когда их можно будет применять для измерения расстояния между континентами. Как только это станет технически возможно, потребуется всего несколько лет наблюдений для того, чтобы определить, происходит ли дрейф литосферных плит или же Земля расширяется.

3. Предложим, несмотря на кажущуюся невероятность, еще одну проверку рассматриваемой концепции, состоящую в попытке пульсирующего пучка электронов сквозь толщу планеты из Чикаго на Кокосовые острова (Индийский океан) для измерения длины хорды Земли с точностью до нескольких сантиметров. Если этот опыт может осуществиться и затем быть повторен в течение нескольких лет, то он должен показать, расширяется Земля или нет.

Первоначально понятие *орогенез* понималось исключительно как процесс образования гор. К сожалению, в дальнейшем стала укореняться идея о связи складчатости и горообразования, и термин *орогенез* начал использоваться для обозначения процессов складкообразования. Несмотря на то что в последнее время мы можем считать складкообразование и горообразование различными явлениями, понятие *орогенез* по-прежнему используется для обозначения формирования складчатости горных пород в складчатых поясах. Последний процесс не имеет никакого, за исключением этимологического, отношения к формированию гор. Поэтому для ясности мы будем использовать более определенный термин, а именно *горообразование*. Обоснуем правомерность применения подобного термина ссылкой на слова такого авторитетного специалиста, как Ф. Кинг [239], который в своей весьма весомой работе писал: «В этом докладе, как и в легенде к «Тектонической карте Северной Америки» термин *орогенез* употребляется для обозначения процессов, формирующих структуры в пределах горных цепей или складчатых поясов».

Для того чтобы противопоставить явления воздымания обширных территорий формированию в узких складчатых поясах горных цепей, геологи использовали в отличие от термина *орогенез* понятие *эпейрогенез*. Последний термин был предложен Дж. Джилбертом [156]. В этой связи полезно осветить его понимание обоих терминов. «Орогенез — процесс образования гор, эпейрогенез — процесс формирования континентов, а диастрофизм — совместное проявление этих процессов». Термин *эпейрогенез* часто употребляется и в настоящее время. Как мы покажем далее, многие горы произошли в результате эрозионного расчленения территорий, охваченных эпейрогеническими движениями.

Путаница в употреблении этих терминов была отмечена много лет назад Г. Штилле [395], который по этому поводу писал: «Фактически термин *орогенез* в тектоническом отношении в основном потерял свое значение как понятие, раскрывающее смысл существования крупнейших горных сооружений, определяющих рельеф Земли, таких как Альпы в Европе или Кордильеры в Северной Америке. Происхождение и существование этих гор обусловлено посторогеническими блоковыми движениями, продолжающимися в большинстве районов в настоящее время и относящимися к категории эпейрогенических. Таким образом, возникает терминологическое противоречие, по-

сколькx современный горный рельеф обязан своим происхождением не так называемой орогении, а тектоническим движением прямо противоположного типа, которые резко отличаются по характеру от орогенических процессов».

Положение ухудшается тем, что многие теории происхождения гор базируются на сомнительных допущениях, а многие гипотезы, посвященные горообразованию, по существу рассматривают проблемы геосинклиналей, тектоники плит или происхождения подвижных поясов — линейных зон развития деформированных горных пород, которые могут совпадать, а могут и не совпадать с современными или древними горными поясами. Хотя теории горообразования включают все элементы софистики, т. е. претендуют на формальную правильность умозаключений, во многих из них отсутствуют ясные разграничения между складчатостью и горообразованием. Поэтому мы должны рассмотреть здесь различные идеи, которые касаются складчатых поясов, но так как они именуются теориями орогенеза, то в них подразумевается связь складчатых поясов с горными цепями.

Для объяснения происхождения подвижных поясов предлагаются две основные концепции: а) гипотеза латерального (тангенциального) сжатия, или концепция «тисков»; б) гипотеза вертикальных (радиальных) тектонических движений, подразумевающая поднятие значительных территорий. Эти концепции базируются на следующих предположениях соответственно: а) в процессе складчатости происходит сближение противоположных бортов геосинклинального прогиба и сжатие осадочной толщи; б) при формировании подвижных поясов происходит крайне небольшое сжатие или даже, вероятно, растяжение.

Наконец, мы можем упомянуть существующие гипотезы, касающиеся изменений объема Земли.

1. Популярная в прошлом гипотеза сжимающейся Земли, которая поддерживалась Дж. Лисом [260], считавшим, что «горообразование является следствием сокращения внутренних частей Земли и вызванного этим сжатия коры, которое преобладало в течение обозримого отрезка геологического времени».

2. Гораздо более общепринятая гипотеза об отсутствии изменений объема Земли.

3. Гипотеза расширяющейся Земли, наиболее полно разработанная С. Кэри [52].

4. Гипотеза пульсирующей Земли. Насколько мне известно, никто серьезно не рассматривал эту гипотезу*, и она упоминается здесь единственно для того, чтобы полностью исчерпать перечень возможных изменений объема Земли.

Упомянутые выше концепции развития подвижных поясов могут комбинироваться различными способами. Так, П. Бадж-

* Этому вопросу посвящена работа Е. Е. Милановского «Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизм Земли в фанерозое (проблема пульсации и расширения Земли)». Геотектоника, 1978, № 6.— Прим. ред.

лей [13], предпочитая использовать для центральных частей подвижных поясов концепцию вертикальных тектонических движений, в то же время полагал, что в различных в тектоническом отношении участках поясов проявляется как сжатие, так и растяжение. Р. Беммелен использовал принцип причинной связи, предусматривающий первичные вертикальные движения коры, обуславливающие потенциал, или энергию, рельефа и вторичные тектонические процессы, которые включают все гравитационные явления, вызванные первичными тектоническими поднятиями.

ТЕОРИИ ЛАТЕРАЛЬНОГО (ТАНГЕНЦИАЛЬНОГО) СЖАТИЯ

Эти концепции сводятся по существу к элементарной теории сжатия, развитие которого предусматривается на сжимающейся Земле (так называемая теория сморщенного яблока). Самым простым объяснением складчатости горных пород в геосинклинальных областях является представление о ее образовании в процессе смятия. Такое смятие развивалось бы в том случае, если горные породы геосинклинали были как бы зажаты в гигантские тиски. Допускалось, что блоки, ограничивающие геосинклиналь, обладают большей жесткостью и сближаются друг с другом подобно зажимам тисков. Считалось, что этот процесс определяет мобильность (способность к инверсии) геосинклинали, которая в результате превращается в складчатую область и воздымается, образуя горы.

Идея корового сокращения связана с концепцией латерального сжатия. В принципе она направлена на объяснение механизма складчатых поясов или орогенов, установление прежней длины бассейнов осадконакопления и величины сокращения коры. Например, Д. Кокс и Х. Кокс [76] прямо заявляют по этому поводу: «Коровое сокращение, которое сопровождает формирование складчатых гор, может составлять десятки (Аппалачи) или сотни (Альпы) миль». Реконструкции тектонической ситуации, существовавшей до начала складчатых деформаций, исходя из подобных представлений, могут столкнуться с существенными затруднениями. Б. Брок [34] по этому поводу писал: «Тектоническая карта Африки, на которой даже выходящие на поверхность фрагменты гранитного щита трактуются как ороген, требует, чтобы исходные линейные размеры этого континента вдвое превышали современные, поскольку только так можно объяснить коровое сокращение, предусматриваемое существованием «корней древних гор».

В случае, когда современные аналоги геосинклиналей, как предполагается, вероятно, не ограничиваются с двух сторон жесткими блоками, применение теории латерального сжатия сопряжено с определенными проблемами. Так, призма осадков,

залегающая на восточном побережье Северной Америки, расположена между континентом и океаном и в этом отношении является аналогом островных дуг.

Идея «тисков» была использована для объяснения палеозойских геосинклиналей Европы и Северной Америки, которые действительно располагались в додрифтовое время между двумя континентальными массивами.

Однако главное возражение против рассматриваемой теории связано с проблемой механики горных пород, которая обсуждалась в гл. 8. Несмотря на это в некоторых современных разновидностях концепции тектоники плит, вопреки утонченности аргументов, свидетельствующих в пользу движения плит, для объяснения формирования складчатых поясов и горных цепей обращаются к голословному допущению сжатия.

В качестве недавнего примера такого рода сошлемся на работу В. Томаса [415]. Указанный исследователь, обсуждая проблему складчатости системы Аппалачи—Оуачита, предполагает что как особенности формирования осадочной толщи, так и впоследствии конфигурация складчатости смятия отражают существовавшую здесь континентальную окраину зигзагообразной формы. Предполагается, что складчатость и поднятия обусловлены сжатием, направленным не параллельно движениям, протекавшим в процессе рифтогенеза. По мнению В. Томаса, в пределах входящих углов сжимающие усилия передавались через мощную толщу *некомпетентных* (курсив мой — К. О.) кластических осадков, а в пределах выступов через толщу континентальной коры (поскольку доаппалачский фундамент подвергался складчатым дислокациям).

Другой такой пример приводится в работе Дж. Когна [66], который писал о том, что столкновение перемещавшейся в северном направлении Гондваны с существовавшей в то время субэкваториальной Европой, происходившее в конце девона, повлекло за собой формирование герцинской горной цепи, характеризовавшейся развитием в каменноугольный период очень крупных сдвиговых и надвиговых дислокаций коры и образованием вследствие переплавления фундамента новых масс анатектических гранитов.

Как утверждают Л. Кулм и Дж. Фоулер [249], модель надвигания, вызванного сжатием, отлично объясняет позднекайнозойскую эволюцию орегонской континентальной окраины. Предполагается, что плейстоценовая абиссальная равнина и залегающие на ней конусы выноса поддвигаются под раннекайнозойские горные породы, перекрывающие континентальный шельф. Эти абиссальные осадки подняты более чем на 1 км и слагают нижнюю и среднюю части материкового склона. Стратиграфическое положение абиссальных осадков на континентальном склоне и их возрастные взаимоотношения уверенно указывают на чешуйчато-надвиговую структуру, образованную

мощными пластинами турбидитных песчаников, типичных для подводных конусов выноса, перемежающихся с турбидитными илами, характерными для абиссальных равнин. Предполагается, что поддвигание обусловило поднятие нижней части материкового склона, протекающее со средней скоростью 1000 Б. Уплотнение осадков уменьшает интенсивность поднятия более древних отложений всего на 100 Б.

Если идея двустороннего сжатия и может быть оставлена, локальное проявление подобных напряжений очевидно хотя бы при гравитационном скольжении. Возможно также, что в стрессовых ситуациях, как, например, в Гималаях, где Индия сталкивается с Азией, или в Пиренеях (см. рис. 77), сжатие может сопровождаться течением горных пород в пластичных зонах, приводящим к утолщению коры и развитию гравитационного скольжения в самых верхних горизонтах коры. Таким образом, латеральное сжатие непосредственно не определяет складчатость, но может повлечь за собой утолщение коры, которое в свою очередь вызывает как гравитационное скольжение, так и формирование гор.

Тектоген

Идея тектогена очень похожа на рассмотренные выше концепции, но обладает и некоторой спецификой. Она была предложена Венингом-Мейнецем для объяснения интенсивных отрицательных аномалий поля силы тяжести, отвечающих глубоководным желобам Индонезии, и заодно для объяснения гор. Концепция Вейнинга-Мейнеца базировалась на геофизических данных. Д. Григгс [169] развил эту идею в общую теорию горообразования (рис. 202).

Суть ее состоит в следующем. Предполагается, что желоба развиваются первоначально в толще земной коры. Площадь, охваченная погружением, заполняется осадками и продолжает прогибаться, превращаясь в геосинклиналь. Образование прогиба обуславливается конвективными течениями в подкоровом материале. В конечном счете глубинные зоны испытывают значительный, вплоть до полного плавления, разогрев, в результате чего происходит формирование магматических пород. Инверсия геосинклинали сопровождается выжиманием деформированных горных пород, движением тектонических покровов и горообразованием.

В центральной части тектогена предполагается формирование корневой зоны, сложенной сильноизмененными, дислоцированными и разогретыми горными породами, в то время как слабоизмененные породы находятся от нее на значительном удалении.

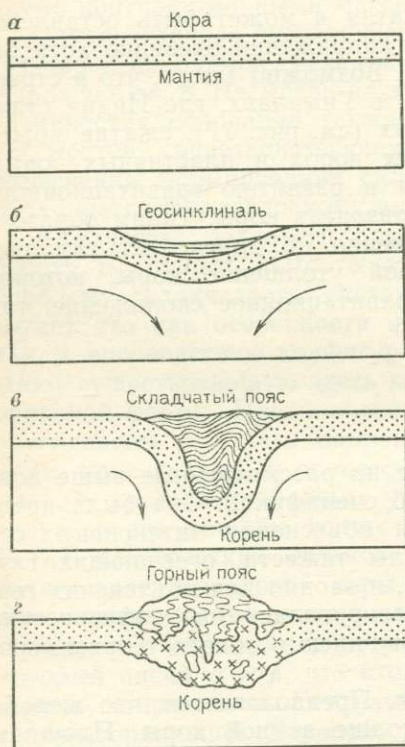
Рассмотренная модель, вероятно, применима для объяснения лишь немногих реальных структурных ситуаций. Примером

одной из них может служить геологическое строение о-ва Сулавеси, где расходящиеся складчатые пояса обрамляют центральный «корень». Допустив возможность крайнего асимметричного развития тектогенов, предположительно, что с помощью рассматриваемой модели можно объяснить эволюцию Европейских Альп. При этом использовалась ранее предложенная модель их формирования, согласно которой шарьяжи связаны с корневой зоной.

Однако в настоящее время гравитационные аномалии интерпретируются различными способами, и тектонические структуры, как предполагается, в основном не совместимы с моделью тектогена.

Рис. 202. Тектогенная теория горообразования. По Р. Гаррелсу и Ф. Макензи [150].

а — пластичная кора, перекрывающая текучую мантию, в современном понимании — литосфера, залегающая над астеносферой; б — медленная конвекция, повлекшая за собой формирование геосинклинали; в — быстрая конвекция, обусловившая сильное погружение, складчатость геосинклинальных осадков и развитие «корня» гор; г — плавление нижней части тектогена с формированием гранитов. Прекращение конвекции и всплывание участка утолщенной коры, сложившегося складчатыми толщами и прорванного интрузиями гранитоидов



Гипотеза Дж. Шевалье и А. Кайлекса

Дж. Шевалье и А. Кайлекс [56] предложили редкий вариант гипотезы, касающейся природы складчатости и горообразования, в которой предусматривается не контракция Земли в целом, а только сжатие одних континентов. Указанные исследователи искусственно распрямили все тектонические изгибы и обнаружили, что увеличенные в размерах после такой операции континенты почти полностью заполнили всю поверхность земного шара. Они предполагали, в определенном смысле предворяя концепцию тектоники плит, что примитивный сиалический слой покрывал ранее всю Землю, а затем был раздроблен, причем трещины, по которым произошло раскалывание, отвечают срединно-океаническим хребтам и сейсмофокальным поя-

сам. Предусматриваемое этой гипотезой последующее продолжение сжимания и вращения континентов тем не менее оставляет неопределенным реальный механизм горообразования.

Фронтальная (прикратонная) складчатость

Горные хребты обычно имеют резко асимметричный поперечный профиль. В соответствии с подобной асимметрией складчатые толщи опрокинуты в сторону одного из склонов хребта — в том же направлении, в каком происходило перемещение большинства шарьяжей. Эта сторона именуется фронтальной, а противоположная, откуда перемещались тектонические покровы, — тыловой.

Данная модель используется для объяснения асимметрии большинства геосинклинальных поясов. В ней рассматривается система, состоящая из континентальных масс, таких как кратоны или щиты, и ограничивающих их трогов, в которых отлагались геосинклинальные осадки. В позднюю стадию массы, выполнявшие геосинклиналь, по крупнейшим надвигам тем или иным образом перемещались вверх и в сторону, в направлении стабильной области. Последние сведения по этому вопросу приводятся в работе Р. Дотта [115].

Альпийско-Гималайская складчатая область может рассматриваться как результат деформации осадков, отложенных в сложно построенной системе геосинклинальных прогибов, развивавшихся между южным краем Евразии и северным краем Африки, Аравии и Индии. На севере прикратонная складчатость обусловила формирование Альп, Карпат, Кавказа и Гиндукуша; на юге — Атласских гор, Аппенин, Динарид и гор Загрос. В ряде случаев наблюдаются два периферических горных пояса, разделенных расположенным между ними срединным массивом. Примером могут служить горы Загрос и Эльбурс, разделенные Иранским нагорьем, в разные стороны от которого происходили надвиговые перемещения. Приведенный пример отчетливо указывает на то, что прикратонная складчатость не предусматривает обязательного надвигообразования, обусловленного движениями блоков, расположенных за пределами складчатых поясов. Мегаблок Иранского нагорья не мог бы определить одновременное развитие надвигов в противоположных направлениях. В этом случае либо складчатая периферия должна надвигаться на срединный массив, либо должен происходить обратный процесс, связанный с поднятием массива и развитием гравитационного скольжения.

Преимуществом теории прикратонной складчатости является то, что она объясняет наблюдаемую асимметрию многих горных хребтов и складчатых поясов, недостатком — требование сжатия толщ горных пород, которое в известной степени сталки-

вается с чисто механическими трудностями. Кроме того, остается без ответа вопрос о том, что же происходит на другой стороне геосинклинали и что вызывает предполагаемое давление.

Складчатость «защемления»

П. Жордан [215] связал горообразование с расширением Земли. По его мнению, расширение неизменно вызывает выгибание континентальных масс, вследствие которого и может произойти формирование гор (рис. 203). П. Жордан полагает, что

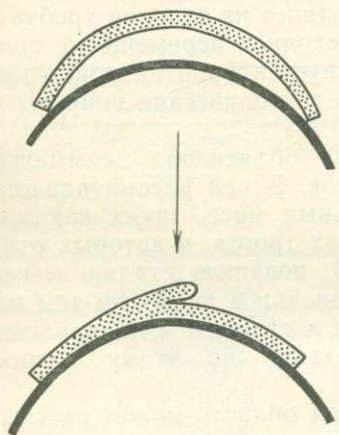


Рис. 203. Формирование гор посредством складчатости «защемления». По П. Жордану [215].

В процессе расширения Земли континентальная кора обладает меньшей кривизной изгиба, чем подстилающий субстрат. При ее оседании кора защемляется, образуя горы

частью континентальной коры и мантией, так как астеносфера способна очень быстро реагировать на любые изменения и соответственно компенсировать их.

Рассмотренная модель горообразования, так же как и предыдущие, базируется на представлении о горообразовании, как следствие процессов сжатия.

Концепции горообразования тектоники плит

Концепция тектоники литосферных плит была рассмотрена в гл. 3. Согласно этой концепции геосинклинали и горные области рассматриваются как одни из характерных особенностей взаимодействующих плит. Некоторые возможные механизмы их образования изображены на рис. 204.

К наиболее простому случаю, вероятно, относится поддвижение океанической коры под континентальную плиту. Подоб-

этом механизм является главной причиной образования гор и ссылается на ряд приверженцев подобной гипотезы, в частности Матешинки и Хэбера, которые ввели термин «складчатость защемления» (pinch folding, Quentschalten).

Как доказывал Н. Рикард [349], на расширяющейся Земле края континентальных кратонов должны находиться в состоянии сжатия. Именно здесь, по его мнению, могли развиваться геосинклинали и орогены, отвечающие вулканическим поясам и зонам Беньофа, но не связанные с процессами поглощения коры в результате субдукции.

Эти представления, вероятно, неправомерны из-за допущения явно недостижимого первичного «зазора» между центральной

ные границы плит могут в определенный момент маркироваться глубоководными желобами, в которых накапливаются (геосинклинальные) осадки. Схождение плит может привести к смятию заключенных в желобе осадков в складки. Кроме этого, осадки могут оказаться надвинутыми на континентальные массы и формировать либо прикратонную (фронтальную) складчатую зону, либо тектонический клин.

С предполагаемой субдукцией наиболее четкую связь обнаруживает Францисканский комплекс Берегового хребта (Калифорния). Он слагает полосу шириной около 100 км и пред-

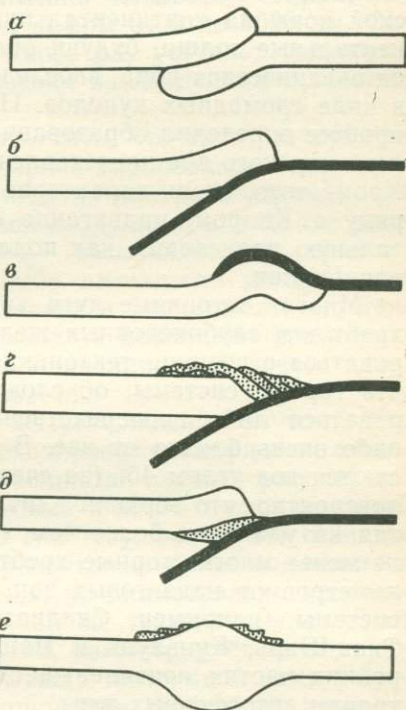


Рис. 204. Некоторые возможные механизмы горообразования, предусматриваемые концепцией тектоники плит.

a — столкновение двух континентов (Гималайский тип); *б* — столкновение континентальной и океанической плит с короблением окраины континента и поддвижением океанического дна (Андийский тип); *в* — надвигание океанической плиты на континент (обдукция) с последующим изостатическим поднятием, формирующим горы (Кипрский тип); *г* — надвигание осадков, отложенных у края материка, на континентальную плиту с образованием складчатого форланда во фронтальной и надвиговых структур в тыловой зонах (Аппалачский тип); *д* — поддвижение осадков под континент в процессе субдукции с выгибанием окраины материка; *е* — утолщение коры в результате столкновения плит с вероятным развитием гравитационного скольжения тектонических покровов вблизи дневной поверхности

ставлен серией падающих на восток пластин метаморфизованных осадочных пород и офиолитового меланжа, возраст и степень метаморфизма которых растет в восточном направлении. Эти пластины рассматриваются в качестве аккреционного клина осадков глубоководного желоба юрского возраста. Третий вариант предполагает возможность поддвижения осадков под континентальную плиту (субдукция осадков) и наращивания с помощью подобного процесса мощности континентов снизу. Увеличение мощности коры за счет поддвижения под нее легкого материала (осадочной оболочки океанической коры) должно повлечь за собой изостатическое поднятие. Поэтому континентальная окраина может испытывать поднятие, приводящее к формированию гор, даже в отсутствии прямого сжатия горных пород верхних частей коры.

Другой возможный характер взаимодействия литосферных плит предполагается при объяснении происхождения Гималаев.

В этом случае геосинклинальные отложения накапливались в бассейне, расположенном между двумя континентальными массивами — Азией и Индией. Перемещение Индии в северном направлении обусловило сжатие осадочных толщ и в конце концов привело к их надвиганию, а затем и к поднятию горного пояса.

Следующий случай предусматривает надвигание океанической коры на континентальную. При этом поддвинутые континентальные толщи, будучи более легкими, чем перекрывающая их океаническая кора, впоследствии изостатически поднимаются в виде громадных куполов. Предполагается, что именно такой процесс определил образование гор на о-ве Кипр. Породы древнего морского дна представлены в таких ситуациях офиолитами. Кроме того, очень характерно широкое развитие меланжа. Наряду с Кипром, надвигание океанической коры на континентальную происходит, как полагают, в восточной части о-ва Новая Гвинея.

Многие островные дуги характеризуются близостью горных хребтов и глубоководных желобов, которая может интерпретироваться с позиции тектоники плит. Следует, однако, отметить, что горные системы, обусловленные сжатием, должны формироваться либо непосредственно у границы сходящихся плит, либо очень близко от нее. В том случае, если плиты соприкасаются под углом 45° (за счет погружения нижней из них), маловероятно, что верхняя плита подвергнется деформациям сжатия на удалении более чем 1—2 км от подошвы надвига. Тем не менее многие горные хребты распространяются на сотни километров от надвиговых зон, а некоторые крупнейшие горные системы (например, Скалистые горы, Пиренеи, горы Брукса, Тянь-Шань, Куньлунь и Наньшань) сформировались во внутренних частях континентов, далеко от каких-либо отчетливых границ литосферных плит.

Наряду с упомянутыми, в природе встречается множество гораздо более сложных тектонических ситуаций. Характерной особенностью тектоники плит, которая может расцениваться либо как сильная, либо как слабая сторона концепции, является ее гибкость, позволяющая использовать эту гипотезу для объяснения (или скорее — для упрощенного рассмотрения) целого ряда различных тектоноструктурных взаимоотношений. Так, предполагается, что поддвижение плиты может протекать под различными (крутыми и не очень крутыми) углами, до разных глубин и с неодинаковой скоростью, а в некоторых плитотектонических построениях допускается изменение направления поддвижения на прямо противоположное и даже возможность развития сходящихся у поверхности, но падающих в противоположные стороны зон Беньофа (см. рис. 42). Очевидно, многие из подобных «объяснений» геологических явлений кажутся слишком легковесными, и учитывая значительное количество постулируемых вариантов взаимодействия на границах плит, возмож-

ности этой концепции в плане прогнозирования, вероятно, ограничены.

Приведем соответствующий пример. Плитотектонические модели Альп, предусматривающие противоположные направления субдукции, в значительной степени противоречивы. Так, по мнению Дж. Дэви и Дж. Берда [102], зона субдукции имела здесь южное падение, а по данным Е. Оксбурга [330], она была наклонена к северу. Расчеты величины корового сокращения в процессе сжатия дают для Альп цифры от 0 до 1000 км. Однако даже последняя цифра во много раз уступает той, которая подразумевается для него, исходя из концепции тектоники плит.

Таким образом, необходимо отметить, что гипотеза субдукции не может служить общей теорией горообразования, пригодной для горных областей. Многие из них располагаются на значительном удалении от всех зон субдукции, а в целом ряде регионов формирование гор (но не геосинклиналей), судя по всему, резко асинхронно какой-либо активности на границах плиты. Не следует понимать сказанное в том смысле, что тектоника плит вовсе не имеет отношения к формированию каких-либо горных областей. Но данная концепция не является единственным объяснением горообразования.

По мнению А. Смита [383]: «...утверждение о том, что с тектоникой плит связано происхождение специфических орогенических поясов является в большинстве случаев рабочей гипотезой, которая может быть, а может и не быть справедливой. Даже если принять эту рабочую гипотезу, все равно остается возможность для интерпретации развития наиболее выдающихся горных цепей планеты с логических, но диаметрально противоположных позиций в рамках все той же тектоники плит. Этот факт больше, чем какой-либо другой, иллюстрирует существующее состояние взаимоотношений между тектоникой плит и орогеней. Хотя рассматриваемая концепция полностью переориентировала геологическую мысль, тем не менее она не решила проблему формирования орогенических поясов».

Все тоже самое можно сказать относительно тектоники плит и горообразования.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ГРАВИТАЦИОННАЯ ТЕКТНИКА

Серия тектонических концепций базируется на представлениях о приоритете восходящих движений, сопровождающихся связанными с ними опусканиями. Такие концепции в настоящее время объединяются под общим названием *теории вертикальной тектоники*. Это название хорошо отражает суть концепций, но неудобно для производства дополнительных, вытекающих из него наименований. Так, термин *киматогения* ис-

пользовался только его автором, вероятно, потому, что вызывал чисто геоморфологические ассоциации, которые были непривычны для других тектонистов.

Вертикальные поднятия сами по себе могут приводить к образованию плато, куполов или гор, а это обычно предшествует латеральному перемещению материала под действием гравитационных сил. Концепция гравитационной тектоники использует силу гравитации для объяснения разномасштабных особенностей тектонического строения — от небольших оползней до крупных элементов структуры Земли.

Оползни, шарьяжи и диапиры уже рассматривались в главах 9 и 10, где было показано, что только с помощью гравитации можно получить требуемые для их образования напряжения. В некоторых случаях постулируется возможность образования в различных районах Земли крупных «опухолевидных» поднятий. Любые осадочные породы, залегающие на поверхности подобных «опухолей» или куполов, могут соскальзывать с них, давая начало таким тектоническим структурам, как складки и шарьяжи. Последние, кроме того, могут формироваться при разрастании куполов.

Считается, что при куполовидных деформациях однородных толщ возникают структуры, связанные с гравитационным скольжением или расширением куполов в радиальных направлениях. Структуры гравитационного соскальзывания могут также образовываться на склонах воздымающихся хребтов, располагаясь симметрично по отношению к оси поднятия. В отдельных случаях это, по-видимому, действительно так, но чаще рассматриваемым структурам свойственна асимметрия, которая может объясняться поднятием купола по соседству с бассейном осадконакопления.

Важное место в гравитационной тектонике занимает проблема масштаба рассматриваемых ею процессов. Полезную информацию по этому вопросу можно довольно просто получить при изучении соляного диапира. При подъеме диапира на уровень, находящийся на глубине менее 1 км от дневной поверхности, вес соли, слагающей верхнюю часть диапира, станет более значительным, по сравнению с вмещающими породами. Несмотря на это поднятие диапира будет продолжаться из-за того, что его верхушка выталкивается вверх за счет всплывания более крупных масс соли, находящихся ниже километрового уровня от поверхности Земли. При этом в целом в системе происходит расходование энергии, однако для вершины диапира подобное развитие в действительности энергетически выгодно. С такими же причинами может быть связан и гранитный диапиризм.

В глобальном масштабе гравитационная тектоника будет развиваться ниже уровня, к которому приурочена граница между хрупкими и пластичными породами (см. с. 196). Возникающие при этом напряжения определяют ориентировку сил в пластич-

ных метаморфических толщах. В районах с корой повышенной мощности, испытывающих восходящие движения, метаморфическое течение направлено вертикально вверх, и здесь развиваются гнейсы с вертикальной ориентировкой элементов текстуры.

Некоторые гипотезы горообразования представляют собой различные варианты гравитационной тектоники.

Киматогения

Термин *киматогения* был предложен Лестером Кингом [236] для объяснения природы широких вспучиваний земной поверхности. Л. Кинг утверждал, что радиальные или вертикальные перемещения, вероятно, являются наиболее общей, фундаментальной формой активности земной коры. Ее активность часто выражается в образовании коровых изгибов, именуемых киматогенами и охватывающих как щиты, так и складчатые пояса. Процесс формирования этих изгибов называется киматогенией, которую Л. Кинг определил как способ основных вертикальных (радиальных) деформаций земной коры, с помощью которого фундаментальные структуры, генерированные на промежуточной глубине, обуславливают возникновение крутопадающих зон тектоно-магматической активности.

На земной поверхности результаты киматогении выражены в виде сводов, иногда достигающих сотен метров в высоту и нескольких тысяч километров в ширину. Своды часто осложняются более мелкими структурами — рифтовыми впадинами, образованными вследствие растяжения, и клиновидными поднятиями компенсирующими нарушение равновесия сил. Зоны поднятий соответствуют зонам отрицательных гравитационных аномалий. Их совпадение Л. Кинг считал достаточно тесным для того, чтобы отбросить сомнения о взаимосвязи этих двух явлений. По его мнению, гравитационные аномалии связаны не с распределением масс горных пород, а с топографическими деформациями земной поверхности. Можно, конечно, предположить, что все три элемента — рельеф, масса горных пород и гравитационные аномалии — взаимосвязаны.

Как полагал Л. Кинг, формирование гор происходит главным образом в результате вертикальных движений, протекающих совершенно независимо от горизонтальных (тангенциальных). Он указывал на то, что, хотя Южно-Американский континент дрейфовал в западном направлении в течение мелового периода, поднятия Анд вплоть до кайнозоя не происходило.

Согласно этой концепции латеральные перемещения вещества в пределах толщи мощностью в несколько километров, считая от поверхности Земли, вызываются первичными гравитационными силами, возникающими в поднимающихся коровых массах. По мнению Л. Кинга, континентальный дрейф, спрединг океанического дна и другие подобные им крупные горизонталь-

ные перемещения представляют собой всего лишь более поздние движения, охватывающие всю земную кору и отражающие различные подкорковые «течения». Эти тектонические движения, согласно Л. Кингу, не вызывают горообразования.

Интересно отметить, что Л. Кинг проводил исследования главным образом в Южной Африке, где отсутствует альпийский горно-складчатый пояс. Дополнительные доказательства в пользу своей концепции он привлекал по Австралии, Бразилии и другим подобным им регионам, где деформации щитов приводили к становлению киматогенов, которые в результате последующего эрозионного расчленения превращались в горные хребты. Таким образом, в его концепции, естественно, сделан акцент на рассмотрении процессов поднятия щитов.

Гипотеза геоундаций

Эта гипотеза была предложена Р. Ван Беммеленом [428] и касается волнообразных движений двойных поясов, состоящих из зоны опусканий и зоны поднятий. Зона погружений, как и положено прогибающейся части геосинклинали, заполняется осадками, а зона поднятий представляет собой удлинённый или изометричный свод, иногда обладающий горным рельефом; продукты разрушения зоны поднятия сносятся в глубоководный желоб. Кроме того, очень значительные массы могут соскальзывать с поднятий в виде тектонических покровов и выполнять желоба сериями смятых в складки горных пород.

Отличительной чертой рассматриваемой гипотезы является предусматриваемая ею миграция зон поднятий и погружений. Предполагается, что после того как зона поднятий будет эродирована до равнинного состояния, геосинклинальная призма, представляющая собой крупное тело легких осадков, начнет воздыматься, формируя новую зону поднятий, которой будет отвечать образованная перед ее фронтом новая депрессионная зона, расположенная на дне моря. В соответствии с этим механизмом должна обнаруживаться система складчатых поясов, омолаживающихся по направлению к современному глубоководному желобу. Подобная ситуация имеет место в Малайзии—Индонезии. Кроме того, с помощью такой модели можно объяснить строение Европейских Альп. В более поздней работе Р. Ван Беммелена [430] рассматривается отношение гипотезы геоундаций к концепции тектоники плит.

Какова же движущая сила гравитационной тектоники? Согласно некоторым исследователям, например Ф. Прессу [339], вещество земной коры тяжелее, чем вещество астеносферы, причем эти различия таковы, что создают широко распространенную нестабильность. С таких позиций поднятия сводов и погружения впадин представляют собой часть последовательных изменений, действующих в направлении достижения более ста-

бильного состояния литосферы. В этой связи необходимо обратить внимание на подчеркиваемое Р. Ван Беммеленом разделение между первичной вертикальной тектоникой и вторичными движениями вещества, соскальзывающего с областей поднятий.

Теоретически, как было показано до сих пор, области поднятий напоминают очень широкие «опухоли» на теле Земли. Вертикальным поднятием отдельного ограниченного разломами блока, внедрением интрузий или соляного купола, наряду с топографическими изменениями, может быть обусловлено и складкообразование. Особый интерес представляет складчатость, связанная с крупными блоками, которая указывает на расширение подобных блоков по мере воздымания. Это вновь подчеркивает двойственность процесса формирования гор — сначала возникает некая причина, обуславливающая поднятие, а затем поднятый материал распространяется в стороны под действием сил гравитации.

Возрожденная тектоника

К. Буцер [46] выделял: 1) молодые складчатые горы с тектоническими деформациями и вулканической активностью, продолжающимися вплоть до настоящего времени; 2) древние складчатые горы, разрушенные эрозионными процессами после своего возникновения, а затем вновь вовлеченные в региональные поднятия.

Подобное разделение вряд ли правомерно, поскольку оно основывается на анализе современных процессов, и для того чтобы установить продолжающиеся движения и определить, являются ли горы или горные хребты молодыми, используются данные, которые приобретаются, в частности, при геодезических наблюдениях.

Более того, некоторые горы, например Альпы, рассматриваются обычно как молодые, хотя на самом деле они были денудированы и затем, начиная с плиоцена, стали воздыматься, что дает возможность с этих позиций считать их древними горами. Другая трудность применения подобной классификации связана с наблюдающимся иногда возобновлением движений после огромного промежутка времени в тех же районах и вдоль тех же структурных линий, что и ранее. Возобновление поднятий вдоль древних структурных линий называют тектоническим возрождением. Так, в северной части Англии в результате проявления послетриасовых возрожденных тектонических движений произошла повторная активизация разломов, повлекшая за собой поднятие и перекося блока Эскриг и Элстон, становление пологого купольного поднятия оз. Дистрикт и коробление вдоль Пеннинской оси [320]. Движения по разлому Грэвен привели к поднятию блока Эскриг, которое, однако, необходимо рассматривать на фоне прогибания впадины Ирландского моря (рис. 205).

Неотектоническая карта СССР базируется на теоретических положениях, выдвинутых Н. И. Николаевым и С. С. Шульцем [308]. Советские ученые используют по отношению к тектоническим движениям, начавшимся с неогенового времени термин *неотектоника*. Как полагают эти исследователи, формирование Альпийского пояса обуславливалось интенсивными горизонталь-



Рис. 205. Профиль от Ирландского моря до блока Эскриг, отражающий блоковый характер третичных поднятий. По Ф. Мозелею [302].

Разломы: 1 — ограничивающий поля пород триаса; 2 — Эртл-Бек; 3 — Грэвен

ными движениями, происходившими ранее середины третичного времени, которое является периодом максимальной стабильности и выравнивания этой территории. Вслед за ним наступила неотектоническая фаза развития, которая продолжается до настоящего времени.

По мнению Н. И. Николаева и С. С. Шульца, неотектоническая фаза характеризуется: 1) повсеместным проявлением движений; 2) различиями в интенсивности движений в разных регионах; 3) преобладанием вертикальных движений (поднятий и опусканий) над горизонтальными; 4) изменениями от региона к региону соотношений поднятий и опусканий; 5) заложением новых и активизацией древних разломов. Далее те же авторы утверждали, что неотектонические движения определили современный рельеф поверхности материков и океанического дна, что, по-видимому, преувеличивает значение неогеновой тектоники и игнорирует роль в формировании рельефа таких процессов, как эрозия и спрединг океанического дна. Впрочем, концепция спрединга в 1960 г. еще не была разработана.

Большинство важнейших форм рельефа действительно отражает вертикальные тектонические движения, но этот факт, вероятно, не является неожиданным для ученых, изучающих территорию СССР. Некоторые более поздние исследователи используют термин *неотектоника* в отношении любых молодых или современных тектонических движений, не подразумевая при этом свое согласие или несогласие с более ранними идеями советских ученых.

Докембрийские орогены Африки картируются по ориентировке сланцеватости гнейсов и линеаментам, которые очерчивают четкие орогенные пояса различного возраста. Метаморфические породы могут быть во многих отношениях похожи на породы так называемых корневых зон молодых горных цепей, например Альп. Однако они могут иметь и совсем иной генезис и не быть связанными с горообразованием, являясь результатом чисто метаморфических процессов (см. с. 138).

Б. Брок [33] оценивал нереалистическую тектоническую карту Африки, покрытую системой сопрягающихся друг с другом под углом почти 90° орогенов. Зная самые общие тектонические закономерности, невозможно представить, что такие широкие и сильнодислоцированные пояса могли бы так резко обрываться. Одно из объяснений этого явления предусматривает наложение более молодых орогенов на более древние. Однако в этом случае возникает вопрос: каким же образом происходило сжатие в вышележащих более молодых орогенических поясах, не нарушившее линейной структуры подстилающего их субстрата? Другая возможность заключается в том, что разнородные области деформировались в результате метаморфизма и отвечают преобразовывающим структуры метаморфическим изменениям, охватывающим ограниченные площади (см. с. 138), но при этом не соответствующим корням древних гор.

Так, некоторые исследователи рассматривают Панафриканский «орогенез» как следствие метаморфических процессов. Действительно, если развитие метаморфизма, который обусловил формирование горных пород, имеющих, по данным радиологических датировок, абсолютный возраст от 650 до 500 млн. лет, не вызывает сомнений, то данные о существовании в прошлом отчетливо выраженных бассейнов осадконакопления и специфического «орогенеза» — отсутствуют. Другие исследователи, например, И. Гэсс, пытаются объяснить Панафриканский «орогенез» с плитотектонических позиций. Х. Вайн-Эдвардс [476] предполагал, что в докембрии горные породы находились главным образом в пластичном состоянии, и поэтому в толщах пород, сформировавшихся ранее начала фанерозоя, отсутствуют хрупкие тектонические деформации. Частично это может быть связано с денудационным срезом древних хрупких пород. П. Ингланд и С. Ричардсон [127] представили данные, указывающие на то, что действительно самая верхняя часть земной коры была денудирована. Наиболее низкотемпературная фация метаморфизма — голубые сланцы, развитые на наименее эродированных участках, последовательно сменяются в обнажениях на поверхности породами более глубинных зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Время, необходимое для уничтожения го-

лубых сланцев, соизмеримо с длительностью фанерозоя, а представления о размахе денудационного среза не противоречат фактическому отсутствию подобных пород докембрийского возраста.

ГОРООБРАЗОВАНИЕ ВО ВРЕМЕНИ (ЭПОХИ ГОРООБРАЗОВАНИЯ)

Среди геологов имеются существенные расхождения во взглядах, по, казалось бы, достаточно простому вопросу: приурочены ли орогенические процессы к определенным промежуткам времени или нет? Одни исследователи (см. работы Х. Штилле) считают, что в геологической истории существовали отчетливо выраженные эпохи орогенеза, разделенные периодами относительного тектонического покоя. По представлениям других, орогенез протекает более или менее постоянно, и пока один участок поверхности планеты охвачен орогенезом, другие могут находиться в состоянии покоя. Таким образом, проблема глобальной корреляции орогенических событий относится к дискуссионным вопросам исторической геологии.

В Европе идея о четко выделяющихся орогенических эпохах появилась давно и до сих пор разделяется многими исследователями. Согласно общепринятым представлениям фанерозойская пора геологического развития Европы характеризуется четырьмя эпохами орогенеза: байкальской, каледонской, варисской (герцинской) и альпийской. Детальные исследования позволили выделить в течение этого времени до 40 орогенических событий, обычно рассматриваемых как фазы в рамках более длительных орогенических эпох.

По мнению Г. Штилле [395], каждая из этих эпох имела глобальное значение. М. Раттен [356], не разделяя то, что он называл «кодексом Штилле», остается тем не менее очень последовательным пропагандистом этой старой теории. Применение таких емких терминов, как *каледонский орогенез*, или *альпийский орогенез*, не должно мешать пониманию того, что на самом деле орогенез может быть менее четко ограничен во времени, чем это можно предполагать.

Ф. Кинг [239], основываясь на материале по Соединенным Штатам, высказал сомнение в отношении корректности утверждений о непрерывности протекания орогенических процессов в течение орогенной истории развития складчатых поясов. Вместо этого он выдвинул представление о том, что орогенез (тектогенез), определяющий существующую структуру горных пород (но не эфемерный горный рельеф), проявлялся в ряде последовательных эпизодов в течение каждой орогенической фазы. Отдельные эпизоды не имели глобального развития и даже не отличались особой обширностью ареалов проявления. Орогенические эпохи для территории США представляют собой естественные группировки подобных эпизодов и традиционно выделяются под названиями апалачской, ларамийской и т. д. Они

сравнимы по размаху (но не по возрасту!) с орогеническими эпохами, выделяемыми в Европе: каледонской, герцинской, альпийской и т. д. На основании всего этого Ф. Кинг выступал против идеи о глобальной корреляции орогенических эпох.

До сих пор в этом разделе обсуждались эпохи орогенеза (тектогенеза). Однако существует идея, предусматривающая возможность подобной же периодизации эпох горообразования. Действительно, это осуществимо, но, как уже подчеркивалось ранее, горообразование может быть полностью отделено во времени от орогенических движений, приводящих к складчатости горных пород, и многие современные горы гораздо моложе, чем последний проявившийся на их площади орогенез.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛАТО

Плато могут быть подразделены на две главные группы: ассоциирующиеся с горными цепями и расположенные в удалении от горных сооружений. Примером первых являются: Тибет-

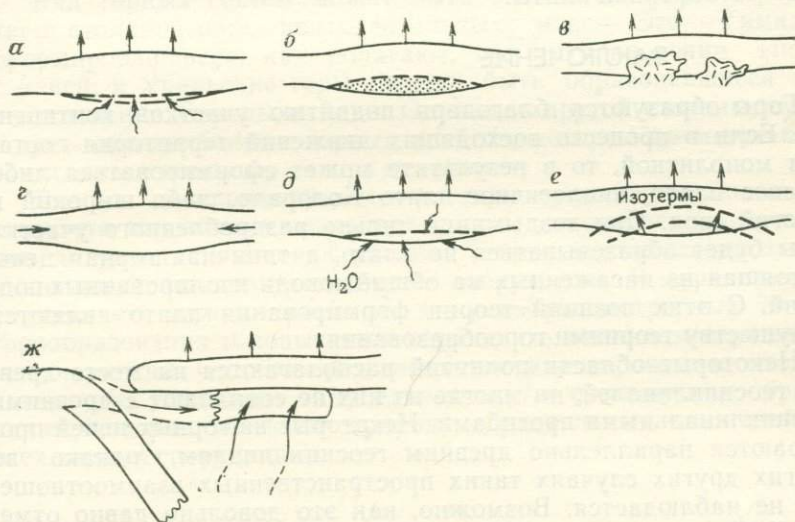


Рис. 206. Возможные механизмы поднятия плато. По Б. Хоббсу и др. [191].

a — поступление разуплотненного вещества из мантии к основанию коры; *b* — изохимические фазовые превращения с увеличением объема нижней части коры или верхней мантии; *c* — внедрение плутонов небольшой плотности в подошву коры; *z* — тектоническое утолщение коры и (или) верхней мантии; *d* — гидратация или другие метасоматические изменения, вызывающие увеличение объема нижней части коры или верхней мантии; *e* — разогрев коры и верхней мантии, приводящий к увеличению их объема; *ж* — поднятие, происходящее в результате увеличения мощности литосферы в процессе субдукции или из-за всплывания погружившейся ранее под континент плиты

ское плато к северу от Гималаев, плато Колорадо к западу от Скалистых гор и плато Альтиплано в Андах. Плато, объединяемые во вторую группу, могут быть в свою очередь подразделены на две подгруппы: вулканогенные (например, африкан-

ские плато Тибести, Джос и Ахаггар) и невулканические (Сьерра-де-Мар, Адирондак и Блэк-Хиллс).

Б. Хоббс, В. Минс и П. Вильямс [191] провели классификацию возможных причин, обуславливающих поднятие плато, выделив следующие их виды (рис. 206): а) приток разуплотненного материала из мантии к подошве коры и его аккреция; б) изохимические фазовые превращения с увеличением объема вещества нижней части коры или в верхах мантии; в) внедрение плутонов сравнительно малой плотности в основание коры; г) тектоническое увеличение мощности коры и (или) верхней мантии в результате пластического течения материала в подкоровых горизонтах (увеличение, не предусматривающее процесс субдукции); д) гидратация или другие метасоматические превращения, при которых происходит увеличение объема вещества в нижней части коры или в верхней мантии; е) разогрев коры и верхней мантии, приводящий к увеличению их объема; ж) утолщение литосферы и поднятие благодаря поддвиганию или всплыванию подвинувшейся под рассматриваемую площадь литосферной плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Горы образуются благодаря поднятию участков континентов. Если в процессе восходящих движений территория остается монолитной, то в результате может сформироваться либо плоское плато, аналогичное плато Колорадо, либо широкий и пологий свод. При воздымании сильно раздробленного участка коры будет образовываться не плато, а типичная горная цепь, состоящая из насаженных на общий цоколь изолированных поднятий. С этих позиций теории формирования плато являются по существу теориями горообразования.

Некоторые области поднятий располагаются на месте древних геосинклиналей, но многие из них не совпадают с древними геосинклинальными прогибами. Некоторые из горных цепей простираются параллельно древним геосинклиналям, однако во многих других случаях таких пространственных взаимоотношений не наблюдается. Возможно, как это довольно давно отметил Х. Хесс, геосинклинали не имеют никакого отношения к горообразованию. Несомненно, что складки, которые фиксируются в осадочных толщах, слагающих горные цепи, не определяют поднятия гор.

Ряд горных сооружений располагается на границах литосферных плит, предусматриваемых концепцией тектоники плит, но многие горы занимают иную позицию. Взаимодействия краевых участков плит могут привести к поднятию и образованию гор, однако надо отметить значительные различия в строении горных областей, расположенных в подобной тектонической ситуации. Например, Перуанские Анды, по-видимому, во многом отличаются по геологическому строению и характеру тектонической

эволюции от Скалистых гор и Береговых хребтов Северной Америки. Плитотектонические теории горообразования в некотором отношении связывают этот процесс с гипотетической субдукцией. Однако многие горные цепи располагаются там, где субдукция невозможна (Драконовы горы Южной Африки, Большой Водораздельный хребет Австралии). Следовательно, субдукция не является необходимым условием горообразования. По-видимому, субдукция, как и геосинклинали, вообще не имеет отношения к горообразованию.

Формирование некоторых горных систем может происходить благодаря плановым изменениям конфигурации континентов. Так, «открытие» Бискайского залива могло (вследствие сжатия) привести к утолщению коры под Пиренеями, а образование сфеночазма Аравийского залива — к становлению Белуджистанского ороклина. Тем не менее очевидно, что многие горы расположены в иных тектонических ситуациях, и поэтому подобный процесс может рассматриваться как редкий случай горообразования.

Ряд горных систем может быть обязан своим возникновением столкновению континентальных масс. Это — Гималаи, сформировавшиеся, как полагают, при столкновении Индии с Азией, и Уральские горы, может быть образовавшиеся при столкновении Европы и Азии. Однако, с другой стороны, существует гораздо больше горных хребтов, которые не могут быть объяснены с помощью такого механизма.

Все мы наверняка знаем, что горы существуют благодаря тому, что они воздымаются, как правило, после периода планации до уровня невысоких равнин. Теория вертикальной тектоники описывает поднятия горных сооружений. В определенных случаях мы можем применить одну из рассмотренных теорий горообразования и попытаться определить механизм вертикальных поднятий. Однако представляется маловероятным, что мы когда-либо установим одну единственную причину горообразования, которая объяснит природу вертикальных движений во всех горных сооружениях.

Особенности взаимосвязей тектонического строения и рельефа земной поверхности, рассмотренные в предшествующих главах, не создают полностью согласованной и универсальной целостной картины. Однако данное положение вещей можно считать вполне естественным, ибо теории эволюции Земли (как, впрочем, и сама Земля) пока еще находятся в стадии развития, и нет оснований утверждать, что современные идеи представляют собой полностью завершенную систему. В самом деле они и не могут быть таковыми, поскольку в настоящее время не существует полного единства как в отношении признания тектоники плит, так и в смысле способов интерпретации некоторых ее положений теми, кто принимает данную концепцию. Несколько рассмотренных ниже примеров не столько иллюстрируют самые современные идеи относительно характера тектонической и геоморфологической эволюции, сколько отражают диапазон возможных подходов к истолкованию некоторых главных особенностей строения земной поверхности.

АЛЬПЫ

Альпийский орогенный цикл, охвативший современную Южную Европу, начался с фазы осадконакопления, последовавшей за герцинским орогенезом, и происходил в геосинклиналях, являвшихся частью Тетиса. Главные фазы складчатости альпийской системы приходятся на раннюю или среднюю часть третичного времени, тогда как континентальные осадки (моласса) обычны для верхов олигоцена или миоцена. Проявление главных фаз складчатости варьирует во времени: в Пиринеях и Провансе складчатость завершилась раньше, чем в большинстве других частей пояса. Несмотря на это все горные хребты относятся к единому Альпийскому горному поясу.

В Восточных Альпах движение тектонических покровов к северу через прогиб, заполненный молассами, прекратилось до позднемиоценового времени. В послемииоценовое время формирование рельефа продолжалось при участии различных вертикальных подвижек, происходивших по полого падающим разломам. Местами формировались ограниченные разломами впадины, заполненные морскими или озерными отложениями. Самым главным из них является Венский прогиб, который пересекает Альпы, но далее на своем продолжении к Карпатам, скрыт под несколькими тысячами метров миоцен-четвертичных морских и озерных отложений.

Вплоть до 1880 г. считалось, что горные породы Альп залегают на площади исходного осадконакопления, т. е. более или менее автохтонно, хотя и было очевидно, что они претерпели складчатость. Примерно к 1900 г. выяснилось, что огромные объемы горных пород существенно удалены от мест первоначального осадконакопления, т. е. аллохтонны, и понятие *текто-*



Рис. 207. Профиль через Европейские Альпы, иллюстрирующий классическую концепцию их образования. По А. Холмсу [196].

Согласно этой концепции перемещение громадных шарьяжей и опрокинутых складок из геосинклинали Тетис происходило при тископодобном сжатии со стороны Африканского и Европейского форландов, повлекшим за собой формирование «корня», представляющего центральную, наиболее смятую часть Альп

нический покров стало применяться по отношению к любому протяженному, более или менее горизонтально залегающему «пласту» породы, перемещенному на значительное расстояние. С этого момента начала развиваться классическая теория альпийского орогенеза; при этом в основу ее было положено описание тектонических покровов и их корневой зоны, изученных вдоль швейцарско-итальянской границы.

Основная идея, иллюстрируемая рис. 207, подразумевает тискообразное сжатие между материковыми окраинами Европы и Африки, приводящее к выжиманию осадочных толщ в осевой зоне. Тот же процесс ведет к формированию корневой зоны вертикально залегающих метаморфизованных пород, сопряженных с тектоническими покровами большой амплитуды перемещения. Корневая зона географически нигде не коррелируется с тектоническими покровами и, вероятно, имеет лишь слабую геологическую связь с ними. Эта зона размерами 400 на 20 км (возможно несколько менее) сложена сильно метаморфизованными породами с вертикальной разгнейсованностью, причем ее изучение затруднено прорывающими метаморфиты более поздними плутонами. Данная структура отчетливо отделяет Северные Альпы от южных. По сути дела, это главный коровой шов, однако причины и время его формирования, а также соотношение с тектоническими покровами пока еще не ясны. Корневую зону нельзя путать с «корнями» Альп, выделенными по отрицательным аномалиям Буге. Собственно корневая зона лежит непосредственно к югу от северных тектонических покровов, поэтому

если эти покровы и испытали существенное перемещение, то, по всей вероятности, в непосредственном сопровождении собственной корневой зоны, которая перемещалась вместе с ними.

Происхождение Альп трактуется также с позиции гипотезы геундаций, в соответствии с которой Р. Ван Беммелен [429] предложил рассматривать следующие этапы развития Альп:

1) заложение Тетис-Адриатической геосинклинали (досенонское время);

2) воздымание Адриатического центра геосинклинального прогиба с образованием крупного куполообразного поднятия (среднемеловое время). Вероятно, данное воздымание компенсировалось прогибанием Пеннинского форланда, расположенного к северу (западные Альпы), и формированием передового прогиба Тауэрн (Австрия), в котором отлагались главным образом флишевые толщи;

3) оползание мощной толщи осадков первого этапа (сложенность срыва) и накопление их в Пеннино-Тауэрнском передовом прогибе. Это так называемые эпидермальные (поверхностные) гравитационные оползни, прекрасным примером которых являются Гельветские покровы. При этом мощные пермские эвапориты в основании осадочной плиты облегчали скольжение при оползании;

4) образование Австрийских тектонических покровов, перекрывающих более ранние покровы и содержащих фронт мигматизации, проявившейся в недрах Адриатического поднятия. Эти покровы представляют собой так называемые мезодермальные оползни;

5) локальное внедрение пород фундамента коры в перекрывающие тектонические покровы;

6) воздымание купола под Тауэрнским краевым прогибом в середине третичного периода, и компенсационное накопление моласс в прогибах, расположенных к северу и югу;

7) дальнейшее движение ранее сформированных тектонических покровов — Гельветских, Австрийских и Пеннинских в связи с ростом купола, выраженного ныне в рельефе горным массивом Высокий Тауэрн.

Уровни вершинной поверхности Альп образуют (в поперечном профиле) очень широкую дугу, воздымающуюся между бассейном, заполненным молассой на северо-западе, и бассейном р. По — на юго-востоке. При этом как вдоль, так и поперек дуги проявлены наложенные ундуляции меньшего размаха. За каждой из главных третичных орогенных фаз, в особенности за миоценовой, следовал период продолжительностью в несколько миллионов лет, в течение которого интенсивность поднятия Альп уменьшалась, становясь равной скорости понижения уровня земной поверхности за счет денудации.

К концу плиоцена Альпы представляют собой территорию, характеризующуюся невысоким рельефом, причем сложные покровно-шарьяжные структуры субстрата срезаются в это время

эрозионной поверхностью. Впоследствии проявилось мощное воздымание, сопровождавшееся денудационным расчленением, что привело к образованию горных пиков и долин, определяющих современный облик Альп.

С точки зрения плитотектоники, Альпийский пояс — это структура, образовавшаяся при столкновении континентов; она возникла при взаимодействии Африканской и Аравийской плит с несколькими европейскими. В этой связи были выдвинуты многочисленные плитотектонические модели, охарактеризованные в сводных работах Дж. Деви и его соавторов [103], а также Б. Уиндли [464]. Эволюция данной структуры сложна даже на фоне непростых плитотектонических положений, так как продолжалась около 200 млн. лет и определялась взаимодействием большого количества плит и микроплит (рис. 208). Например, по Дж. Деви и др. [103], за мезо-кайнозой насчитывается шесть периодов формирования базальтов, семь — офиолитов, три субдукции офиолитов, одиннадцать периодов деформаций и семь — метаморфизма высоких ступеней, проявленных одновременно в различных областях.

В общем виде плитотектоническую эволюцию Альп можно представить следующим образом:

1) раскол доальпийской континентальной Пангеи и излияние потоков базальтов в триасовое время;

2) формирование новой океанической коры между расходящимися континентальными плитами;

3) отложение триасовых эвапоритов, карбонатов и краснецетов;

4) резкое проседание шельфов, заполненных карбонатными отложениями, и осаждение глубоководных сланцеватых глин в юрское время;

5) развитие островных дуг с формированием офиолитов меланжа, кислым вулканизмом, глаукофан-сланцевым метаморфизмом, отложением флиша в желобах, горизонтальные перемещения и обдукция в меловое время;

6) эоцен-олигоценое столкновение континентов с надвижением пластин (тектонические покровы), дальнейшее накопление флишевых толщ (местами) и раскрытие морских бассейнов в западном Средиземноморье;

7) позднеорогенное поднятие и отложение среднетретичной молассы в передовых прогибах. Позднемиоценовое отложение мессинских эвапоритов в Средиземноморском и других бассейнах.

Существует множество плитотектонических моделей, как, например, для интерпретации структурной линии Инсабрик — шва, отделяющего Южные Альпы от северных австро-альпийских тектонических покровов. В. Эрнст [129] считает Южные Альпы метаморфизованным блоком, надвинутым с севера; Е. Оксбург [330] предполагал, что австро-альпийские тектонические покровы представляют собой чешуи южной плиты, на-

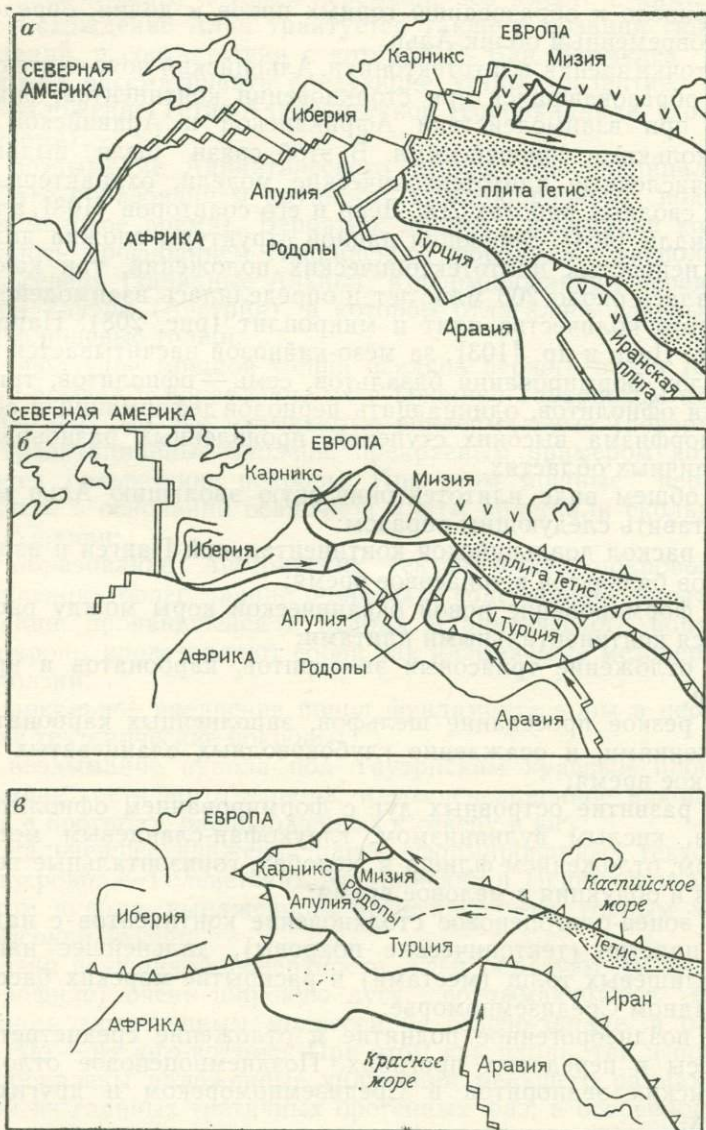


Рис. 208. Предполагаемая плитотектоническая модель эволюции Альпийской системы. По Дж. Деви [103].

а — ранняя юра; *б* — поздний мел; *в* — миоцен

двинутые в северном направлении, а Х. Лаубсшер [255] рассматривает структурную линию Инсабрик в качестве разлома, по которому произошел более чем 300-километровый правосторонний сдвиг.

ГИМАЛАИ

Наиболее простым примером, иллюстрирующим положения тектоники плит, является столкновение Индии и Тибета с образованием между ними Гималаев (рис. 209). Многие авторы полагают, что Индостанская плита поддвинута под Азию, чем и определяется удвоение мощности земной коры под Тибетом. Если использовать механизм субдукции, то в начале этот подвиг должен был быть в достаточной степени пологим, хотя в настоящее время зона Беньофа, вероятно, может иметь более крутое падение. Трассирование же Индостанского структурного шва офиолитами скорее заставляет склоняться в пользу того, что утолщение коры и процессы надвигания проявлялись все же в более ограниченных масштабах (рис. 210).

В геологии Гималаев имеется несколько сложных черт, которые отчасти запутывают рассмотренную простую схему их формирования. Во-первых, в значительной мере это касается тектонических покровов, перемещенных (надвинутых) с севера. Слагающие их породы сильно метаморфизованы, однако некоторые специалисты между главными тектоническими покровами Катманду и Навакот обнаружили тектонические (бечирование?) доломиты. Если указанные покровы представляют собой гравитационные структуры, то в этом случае следует предполагать в прошлом развитие куполообразных воздыманий Тибетского нагорья или иных высокогорных областей, с которых покровы сползали в южном направлении, распространяясь на низменные районы.

Весьма замечательная особенность Гималаев состоит в том, что они имеют четкий дугообразный контур. По форме эта фронтальная дуга очень похожа на островную, располагающуюся, тем не менее, строго в пределах суши. Более того, эту дугу можно связать с цепью других дуговых поднятий, распространяющихся от Индонезии через Гималаи и далее в Средиземноморье. Непонятно лишь, почему простой подвиг должен был сформировать дугообразную в плане структуру, не затрагивая уже вопроса о том, в связи с чем ее размеры должны совпадать с размерами именно островной дуги, а также почему она призвана служить продолжением упомянутых выше дугообразных поясов поднятий.

Главные реки, текущие с Тибета, пересекают Гималаи; следовательно, на более ранней стадии Тибетское нагорье должно было располагаться гипсометрически выше того, что существовало на месте нынешних Гималаев. Более позднее поднятие, охватившее последние, привело к превышению их уровня над

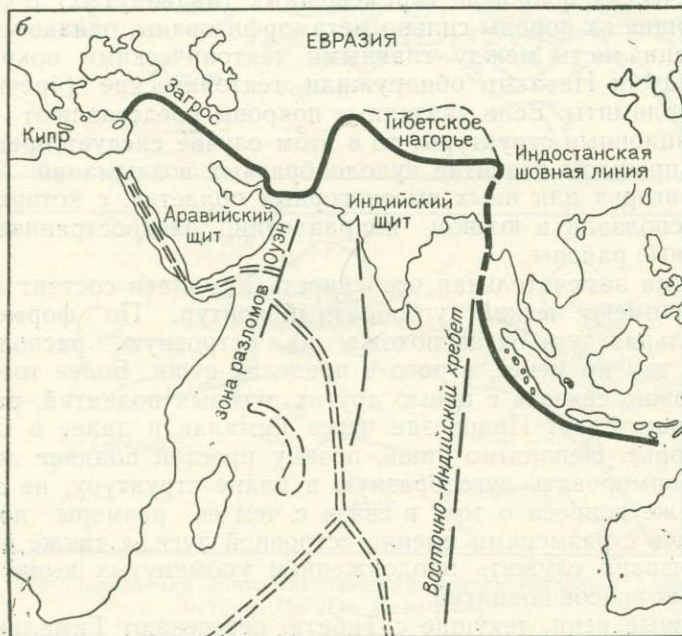
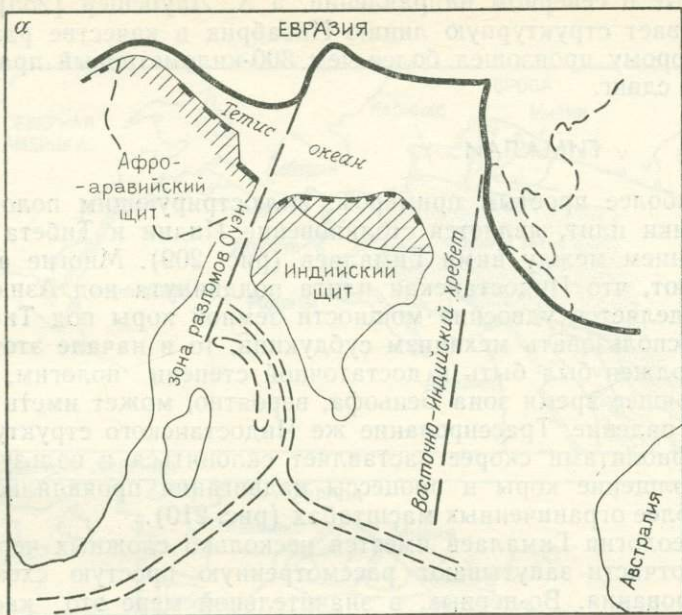


Рис. 209. Пробная реконструкция моря Тетис в позднемеловое время (а); положение структурного шва Тетис между Евразийской и Гондванской плитами (б)

Тибетом. Однако это обусловило лишь возрастание интенсивности глубинной эрозии при сохранении направления течения рек, которые, таким образом, в настоящее время имеют антецедентный характер. Временные параметры воздымания оцениваются весьма приблизительно. Нижний предел устанавливается по верхнемеловым морским известнякам, покрывающим большую часть Тибетского нагорья и, таким образом, свидетельствующим о том, что в верхнем мелу оно находилось ниже уровня моря. Верхняя возрастная граница, равная 18 млн. лет, устанавливается по возрасту молассовых отложений гор Сивалик (Южные Гималаи), которые должны характеризовать наличие гор.

Имеются многочисленные доказательства значительного воздымания района Гималаев в неогеновое и четвертичное время. По мнению некоторых исследователей, в Наньшанском и Цайдамском бассейнах имеются признаки лишь самого последнего оледенения, а это дает возможность сделать вывод о том, что во время более ранних ледниковых периодов уровень суши находился несколько ниже. Количественные расчеты поднятия проводились на основе сравнения высот, на которых в настоящее время обнаружены растительные остатки плиоцена и межледниковых эпох четвертичного периода, и высот, где данный тип растительности присутствует сейчас на южном крыле Гималаев. Таким образом, поскольку *Cedrum deodar* и *Quercus semicarpifolia*, обнаруженные в плиоценовых галечниках на высоте 5900 м на северном склоне, где среднегодовая температура составляет -9°C , ныне произрастают в вечнозеленых лесах на высоте 2500 м на южном склоне при температуре около 10°C , следовательно, большинство отмеченных различий обусловлено поднятием, составляющим около 3000 м. Основной же вывод состоит в том, что максимум крупных воздыманий с плиоценового времени приходился на поздний плейстоцен. Это обстоятельство вводит в кинематическую модель новый мощный географический фактор.

В раннем и среднем плейстоцене, когда средняя высота Гималайского хребта составляла около 4400 м, судя по палеоботаническим данным, относящимся к межледниковым отложениям, северный склон получал примерно столько же тепла, сколько и южный на аналогичной высоте. Однако поднятие Гималаев до современного уровня (в среднем 6000 м) сделало их гораздо более эффективным климатическим барьером, задер-



Рис. 210. Поперечный профиль через Гималаи и Тибетское нагорье, иллюстрирующий гипотезу о существенном утолщении коры под этим регионом

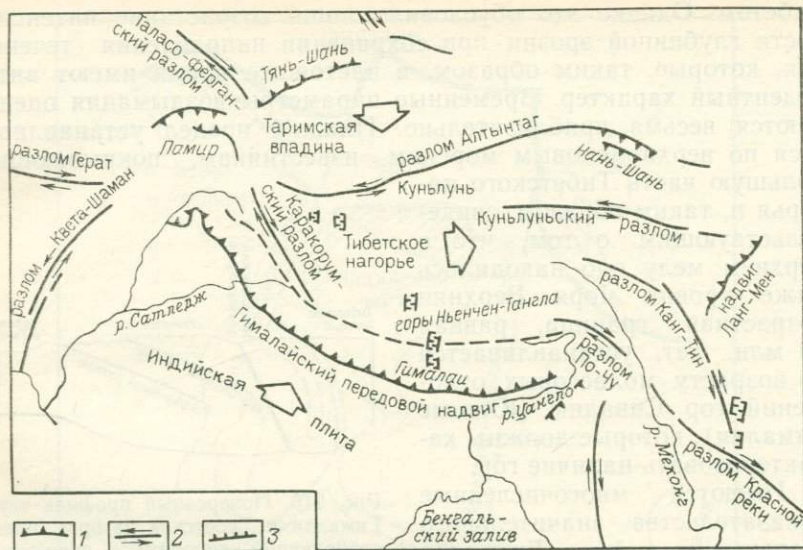


Рис. 211. Упрощенная схема орогидрографии и тектоники района Гималаев и Тибетского нагорья. Столкновение Индостанской плиты с районом Азии, расположенным севернее разлома Алтынтаг, привело к результирующему перемещению микроплиты Тибетского нагорья в восточном направлении. По Дж. Ни и Дж. Йорк [307].

1 — надвиги; 2 — сдвиги; 3 — сбросы

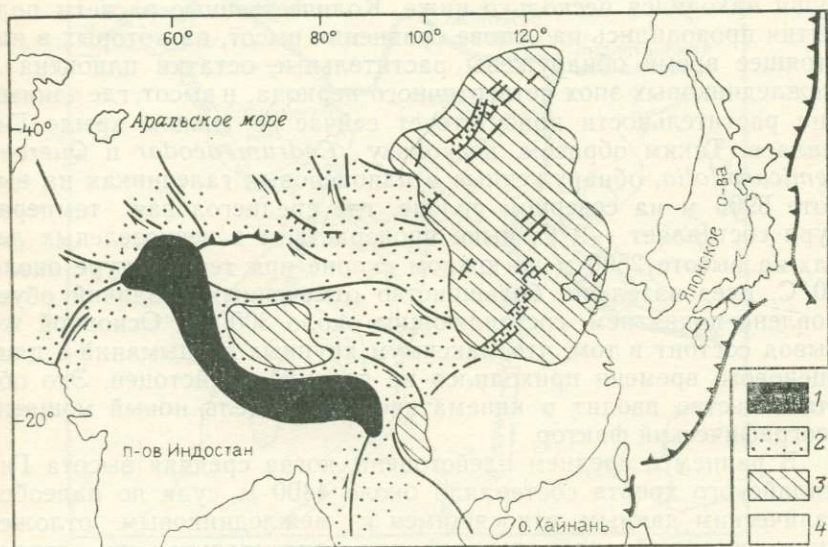


Рис. 212. Взаимное расположение разнородных тектонических областей Азии.

1 — регион с повышенной мощностью коры; 2 — область развития крупных сдвиговых перемещений; 3 — районы, характеризующиеся растяжением коры и сбросообразованием; 4 — слабо деформированные области

живающим тепло и влажный воздух, распространяющиеся в направлении Тибетского нагорья. Препятствие для муссонного переноса с Индийского океана в виде стены Гималаев сделало северный их склон более холодным и сухим, что в свою очередь ограничило здесь, а также в пределах Тибета рост ледников.

Активное столкновение Индии и Евразии в Тибете не проявляется в эффекте сжатия (сокращения поверхности) земной коры. Главной тектонической особенностью в настоящее время является субширотное растяжение и образование сбросов грубо меридионального простирания [297]. Та же обстановка преобладала и в течение всего кайнозоя [307].

Согласно П. Молнару и П. Таппонье, Тибет подстилается разуплотненным веществом (в противоположность упомянутой выше идее об удвоении мощности коры), и, таким образом, гидростатическое давление, которое вызывает мощное поднятие плато, по-видимому, поддерживается давлением, оказываемым Индией на остальную часть Евразии. Тибет передает это давление на лежащие к северу и востоку от него регионы и действует в качестве «манометра Азии».

Дж. Ни и Дж. Йорк трактуют региональную тектонику Тибета как результат движения на восток Тибетского нагорья, которое, по их мнению, выжимается подобно клину, заключенному между перемещающейся Индийской плитой и стабильным Таримским бассейном (рис. 211). За пределами Гималаев устанавливаются слабо выраженные признаки сжатия, которые могут быть связаны с индо-азиатским столкновением.

Тектонические особенности северо-восточного Китая в основном определяются горизонтальными смещениями и сбросообразованием с правосторонним сдвигом на север-северо-восток, левосторонним сдвигом на запад-северо-запад и растяжением в направлении, близком к северо-западному. Юго-восточный Китай, наоборот, является относительно стабильной областью. П. Молнар и П. Таппонье [297] рассматривает генезис тектонических нарушений северо-восточного Китая в связи с индо-евроазиатским столкновением (рис. 212). Однако в северо-восточном Китае не удается выделить никаких элементарных границ плит.

БОЛЬШОЙ ВОДРАЗДЕЛЬНЫЙ ХРЕБТ АВСТРАЛИИ

Большой Водораздельный хребт Австралии сложен палеозойскими породами, срезанными последовательным рядом эрозионных деформированных поверхностей. Уровень поверхности равнинных районов Центральной Австралии постепенно повышается в направлении Большого Водораздельного хребта. Здесь происходит его куполообразное изгибание, затем следует понижение в сторону восточного побережья. Абразия в значительной

мере срезает пологое восточное крыло и береговые хребты, образуя крутые прибрежные уступы. Воздымание связано с образованием разрывных нарушений, причем большей частью незначительных (по амплитуде), которое, однако, в некоторых случаях приводит к образованию отчетливо выраженных горных хребтов.

Расположенное к востоку Тасманово море является участком палеоспрединга, но там нет никаких признаков желоба, зоны Беньофа, других следов субдукции или каких-либо реальных доказательств напряжений (давлений), действующих со стороны моря. Далее на север находится Коралловое море, представляющее собой былой сфеночазм, в котором спрединг давно прекратился. И вновь мы не видим здесь никаких следов субдукции или давления со стороны океанической плиты. Палеомагнитные данные и положения горячих точек (см. с. 151) указывают на то, что примерно за последние 50 млн. лет Австралия переместилась в направлении на север-северо-восток (по азимуту 10°), т. е. в целом параллельно большинству осей поднятий Большого Водораздельного хребта, но ни в коей мере не перпендикулярно к ним. Таким образом, дрейф континентальной плиты не связан с воздыманием Большого Водораздельного хребта. Более того, определение возраста сопряженных с воздыманием базальтов указывает на то, что на дрейфующей плите уже существовал извилистый хребет и по крайней мере некоторые ее части были значительно приподняты. Поэтому движение плиты к северу не имеет отношения к формированию Большого Водораздельного хребта.

Ни характер регионального тектонического обрамления, ни детали геологического строения, ни особенности рельефа не свидетельствуют о том, что Большой Водораздельный хребет возник в обстановке сжатия. Напротив, совокупность структур растяжения, воздымания и локального прогибания, а также вулканизм характеризуют данный хребет как область развития вертикальных тектонических движений [321].

Вероятно, со всех сторон, за исключением северной, Австралия окружена зонами спрединга. В этом отношении она очень похожа на Африку, однако сходство этих объектов можно рассматривать и шире. Вдоль восточной окраины Африки находится цепь сводовых поднятий, обычно осложненных рифтовыми долинами. Не исключено, что некоторые из наиболее приподнятых участков Большого Водораздельного хребта в структурном отношении эквивалентны сводам Африки, а широкие межгорные долины Большого Водораздельного хребта аналогичны грабенам, рассекающим своды Африки. Так как сводообразование сопровождается вулканизмом, гипсометрический уровень африканских сводов обычно повышается в направлении рифтовых долин. Таким образом, рельеф, сочетающий своды с рифтовыми долинами, является в конечном итоге результатом вертикальных тектонических движений [258].

Петрологически вулканы рифтовых долин Африки отличаются от базальтов Большого Водораздельного хребта, поэтому мы не будем распространять аналогии слишком далеко, однако карта африканских сводов отчетливо напоминает ситуацию, имеющую место на востоке Австралии. Африканские рифтовые долины в тектоническом отношении являются продолжением рифта Красного моря, который в то же время пространственно связан с системой океанических хребтов. Таким образом, рифтовые долины могут представлять собой зачатки зон спрединга. Если аналогии между Австралией и Африкой в какой-либо степени правомочны, то Большой Водораздельный хребет Австралии может соответствовать линии раскола континента в будущем. Однако, несмотря на убедительные геологические и геоморфологические доказательства, свидетельствующие в пользу обстановки растяжения и последующего сводообразования, данная ситуация еще не вполне ясна. Измерения остаточного напряжения в породах юго-восточной части Австралии указывают на то, что в большинстве мест значительные напряжения действовали в субширотном направлении. Эти напряжения можно было бы уподобить сжатию, хотя его источник и механизм остаются неизвестными [98].

АНДЫ

Как отмечал А. Ганссер [148], концепция тектоники плит, использующая Анды в качестве модели для иллюстрации собственных положений, прибегает к упрощенным представлениям. Сторонники тектоники плит пренебрегают очевидным фактом решающего влияния современного воздымания на геоморфогенез, влияния, придающего Андам столь однородное строение и, таким образом, затушевывающего их очень сложную геологическую историю.

На Анды как на окраинную цепь оказывают воздействие расположенный к востоку щит, обуславливающий возрождение тектонического режима за счет возобновления подвижек вдоль древних ослабленных зон, и Тихоокеанская плита, которая, по мнению А. Ганссера, имеет более сложное, чем принято считать, строение.

Молодой вулканический пояс Анд, включающий и многочисленные ныне действующие эруптивные аппараты, повсеместно, за исключением центральной части Колумбии, расположен примерно в 250 км от окраинно-океанического Чилийско-Перуанского желоба. Риолит-дацитовый вулканизм, судя по химическому составу своих продуктов, ни в коей мере не мог быть вызван плавлением погружающейся океанической плиты и, очевидно, своим проявлением обязан соответствующей эволюции континентального сиалического материала.

Наибольший объем среди плутонов Земли занимают мезозойские интрузии. В Андах они слагают площадь около

465 000 км², что составляет около 15 % поверхности горной системы. Цепочка мезозойских интрузий Анд параллельна береговой линии, что несомненно имеет генетическую обусловленность (рис. 213). По мнению А. Ганссера, это связано с зарождением Тихого океана в юрско-меловое время.

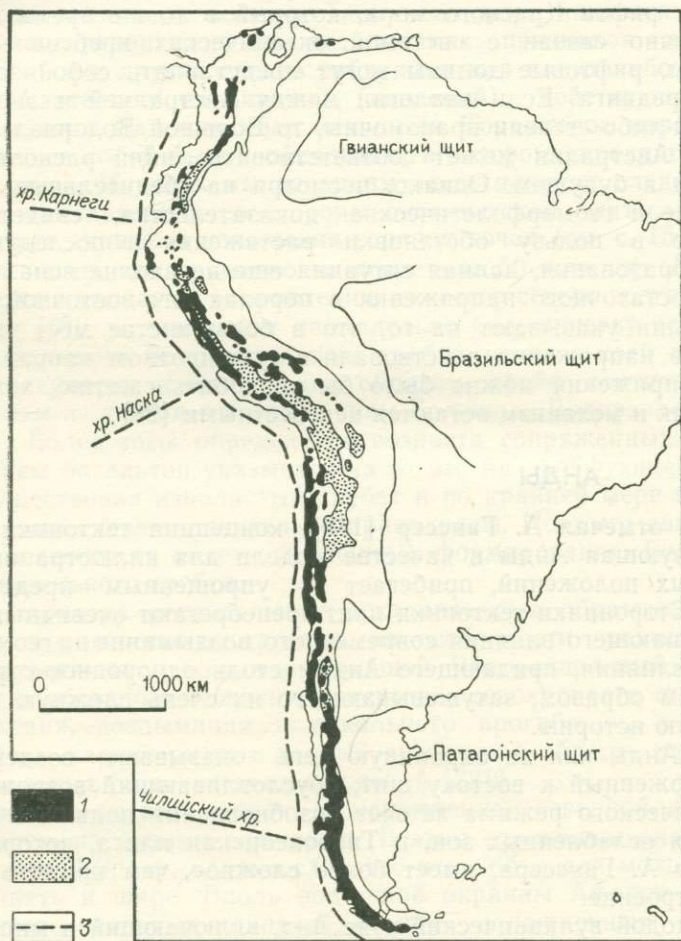


Рис. 213. Позиция Андийских мезозойских и третичных батолитов и неогеновых эффузивов. По А. Гансеру [148].

1 — мезозойские и третичные батолиты; 2 — неогеновые вулканиты; 3 — краевой желоб

Хотя внедрение интрузий произошло около 70 млн. лет назад, примечательно, что их первоначальная ориентировка сохранилась вплоть до настоящего времени.

Анды, казалось бы, иллюстрируют положения плитотектоники, однако некоторые черты горной системы не согласуются

с данной концепцией. Прежде всего это касается отсутствия признаков сжатия вдоль линии стыка *континент—океан*. Наиболее важным тектоническим процессом в прибрежном поясе является блоковая тектоника. Осадки Перуанско-Чилийского желоба не несут следов сжатия и имеют горизонтальное залегание. Разломы и грабены плиты Кокос свидетельствуют об обстановке растяжения. Нет никаких доказательств того, что океанические плиты испытывают давление со стороны расширяющихся океанических хребтов и перемещаются в зоны субдукции.

Даже И. Коббинг [65], считающий режим сходящихся плит типичным для Анд, пишет: «Необходимо отметить тот факт, что на описанной территории (Перуанские Анды), судя по осадочным породам, не существует никаких свидетельств в пользу их отложения в условиях, имеющих место на границе сходящихся плит. Лишь вулканы эвгеосинклинального характера могут указывать на подобное схождение». Согласно И. Коббингу, Анды во многих отношениях отличаются от Альп: для Анд характерны андезитовый вулканизм и интрузии тоналитов, для Альп — пояса офиолитов и осадочный флиш. Вероятно, это отражает различие их тектонических позиций. Анды могли формироваться при столкновении континентальной и океанической плит, а Альпы — при раскрытии и последующем замыкании небольших морей.

Относительно узкая полоса Береговых хребтов, сложенная преимущественно докембрийскими гнейсами и палеозойскими горными породами, отделена от Анд Пара-андийским трогом, заполненным главным образом третичными отложениями. Сами Анды подразделяются на Восточные и Западные. Западные Анды являются наиболее протяженными и сложены переметыми, разбитыми разломами палеозойскими и мезозойскими породами с интрузиями и вулканитами мезозойского и кайнозойского возраста. Между Западными и Восточными Андами расположены несколько тектонических впадин и среди них — впадина оз. Титакака. Эти впадины сформированы за счет сбросообразования и заполнены осадками; днища впадин почти не несут на себе следов размыва. Восточный склон Анд резко обрывается в сторону Амазонской низменности, однако несколько крупных истоков и притоков Амазонки прорезают восточный фронт Андийского хребта.

В Перуанских Андах от побережья в глубь континента (в широтном направлении) выделяется [304] серия крупных блоков: Паракас, Параманга, Чэвин, Мараньон, Восточно-Перуанский грабен и Бразильский щит (рис. 214). Блок Мараньон представляет собой геоантиклиналь или горст, разделяющий две зоны проседания — Западный и Восточно-Перуанский грабены, а блок Параманга — это, по сути дела, магматогенный горст берегового батолита. Складчатость поверхностных отложений связана главным образом с вертикальными движениями основ-

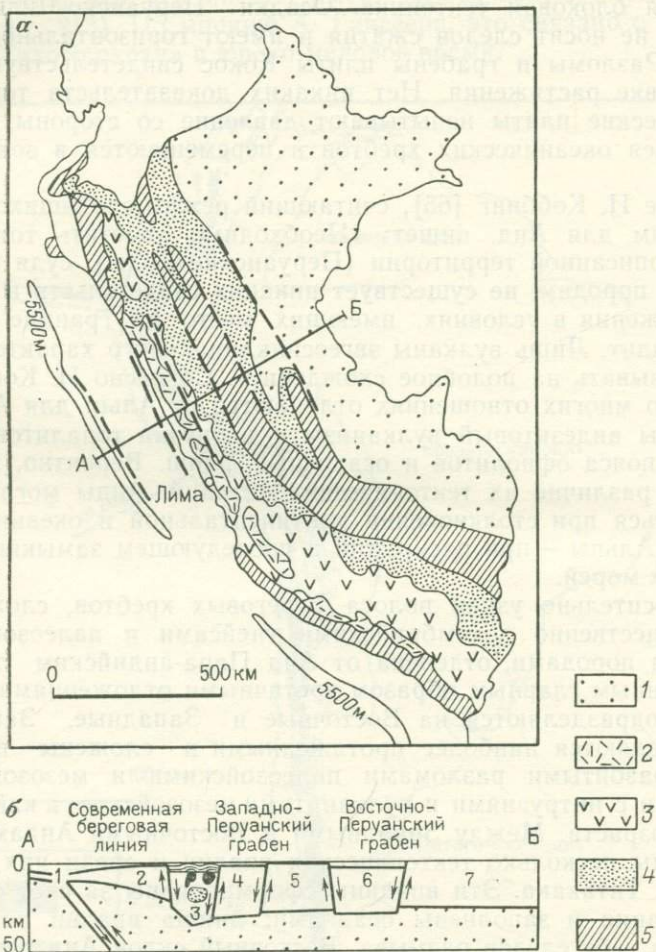


Рис. 214. Упрощенная геолого-тектоническая карта Перу (а). АБ — линия профиля; профиль АБ, иллюстрирующий субдукцию океанической коры и относительные перемещения блоковых структур Перу 100 млн. лет назад (б). По Дж. Майерсу [304].

1 — океаническая кора; 2 — геантиклиналь Паракас; 3—4 — Западно-Перуанский грабен (3 — блок Параманга, 4 — блок Чэвин); 5 — геантиклиналь Мараньон; 6 — Восточно-Перуанский грабен; 7 — Бразильский щит. Геологическое строение: 1 — кайнозойские осадки, залегающие на докембрийском основании, а также на палеозойских и мезозойских толщах; 2 — меловые — третичные прибрежные батолиты; 3 — меловые — третичные вулканы; 4 — мезозойские шельфовые осадки; 5 — докембрийский фундамент и палеозойские отложения

ных блоков, образующих протяженные лентоподобные пояса, параллельные побережью. Это, по-видимому, складчатость срыва. Для нее характерны открытые, но не лежащие складки, малая распространенность и скромные размеры тектонических покровов, полное отсутствие офиолитов и меланжа.

В Боливии Западные Кордильеры отделены от Восточных, называемых здесь Кордильера-Реал, грабеном Кито-Куэнка. Эта депрессия с обеих сторон ограничена вулканами («Авенида вулканов» А. Гумбольдта).

В Колумбии в Андах выделяются три хребта — Западный, Центральный и Восточный, между которыми расположены долины тектонического генезиса. Район активного вулканизма ограничивается лишь узкой полосой Центральных Кордильер.

Сокращение поверхности земной коры в пределах Анд в мезозое, палеогене и неогене, очевидно, было повсеместным, и это никак не может быть объяснено тем увеличением мощности коры (70 км), которое должно было бы произойти за счет наращивания ее снизу. Предположительно этот процесс можно представить, исходя из модели погружающейся плиты [373]. Но с другой стороны, как показал Х. Катц [225], существуют факты, указывающие на значительное растяжение в пределах Анд. В этой ситуации плитотектоническая модель требует модификации, а именно: замены модели сжатия моделью растяжения — аналогично модели растяжения, принятой для окраинных морей или для западных регионов США [123].

Со среднемиоценового времени Анды центральной и северной части Перу претерпели несколько отчетливых этапов воздымания. Основная эрозионная поверхность (поверхность Пуны) приблизительно фиксирует верхний возрастной предел среднемиоценовых деформаций. Перед формированием вулканитов (10 млн. лет назад) Пуна местами была интенсивно расчленена. Возобновление воздымания, датированное в северном Перу эпохой 5—6 млн. лет назад, обусловило усиление глубинной эрозии и формирование каньонов.

Лестница поверхностей денудации, сохранившихся на западном крыле Анд в Перу, указывает на спорадическое воздымание слабо контрастного рельефа, сформированного при размыве Берегового батолита и его вулканогенного чехла [304]. Гипсометрический уровень денудационных поверхностей увеличивается по мере их удрежнения и удаления от западной окраины блока Параманга. Кроме того, с возрастом наблюдается увеличение крутизны эрозионных поверхностей, что указывает на сводовое поднятие блока Чэвин и на наклон к западу блока Параманга. Воздымание и размыв осуществлялись в интервале между становлением завершающих фаз Берегового батолита (около 30 млн. лет назад) и извержением игнимбритов, происходившим около 6 млн. лет назад. Кроме того, блок Чэвин был разбит разломами, периодически возобновлявшими свою активность в течение последних 6 млн. лет.

Между Восточными и Западными Кордильерами лежат обширные высокогорные плато, называемые здесь Альтиплано. В Боливии Западные Кордильеры напоминают эродированную окраину Альтиплано, осложненную линейной рубцовой структурой, вдоль которой прослеживаются современные вулканы. Главная фаза воздымания в Боливийских Андах, вероятно, приходилась на плиоцен и плейстоцен.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Прибрежные равнины США образуют самостоятельную геоморфологическую провинцию, которая в тектоническом отношении представляет собой осадочный клин, простирающийся от внутриконтинентальной окраины, где прибрежно-равнинные отложения несогласно залегают на породах древнего возраста, в сторону моря и побережья Мексиканского залива, где данные осадки участвуют в строении континентального шельфа. Самые древние горные породы из отложений прибрежных равнин имеют меловой возраст. Вдоль большей части материковой окраины они залегают на палеозойских породах, и возрастное несогласие между ними составляет от 25 млн. до миллиарда лет.

Главные проявления палеозойской складчатости имели место позже, в триасе. Вдоль Атлантического побережья даже на глубине не обнаруживается никаких признаков нормальных морских юрских отложений, хотя некоторые мелководные морские отложения в осадках Мексиканского залива, содержащие соль и гипс, и датируются юрой.

АППАЛАЧИ

Б. Купер [72], ссылаясь на Л. Лита и С. Джайсона [262], пришел к выводу о том, что в пределах Аппалачской геосинклинали осадконакопление и складчатость происходили одновременно. Структурные особенности формировались в процессе осадконакопления вплоть до отмирания геосинклинального режима. Иными словами, максимум деформаций не приходится на конец палеозойского времени. Б. Купер делает вывод: складчатость и тектоническое дробление Аппалач были обусловлены главным образом вертикальными деформациями. Вероятно, все палеозойские структуры были выровнены в юрское время. Новый этап осадконакопления начался в меловое время, когда море широко трансгрессировало на Северо-Американский континент.

Район Аппалач, по-видимому, некогда имевший возвышенный рельеф, в мелу был несколько выровнен и приобрел сглаженные формы. Однако в настоящее время морфология горных сооружений не отражает складчатость аппалачского орогенеза,

и совершенно безнадежно устанавливать здесь какую-либо прямую связь между складчатыми деформациями и горообразованием. Относительно Аппалачского региона более вероятным представляется давнее утверждение Халла, в соответствии с которым складчатость здесь происходила в процессе заполнения осадками палеозойской геосинклинали, а горообразование имело место существенно позже. Любое воздымание, предшествующее меловой трансгрессии, было не связано с глобальными эпохами горообразования.

По мере накопления осадков на выровненной поверхности происходили тектонические движения второстепенного характера: прогибание, смещение береговой линии; сколь-нибудь существенная складчатость при этом отсутствовала. Опускались в основном участки, и ранее занятые морем, тогда как суша испытывала поднятие, максимум которого проявлялся в Аппалачских нагорьях и плато. Накопление осадочных толщ в контуре прежнего геосинклинального прогиба происходило от Ньюфаундленда до Гондураса, причем начиная с мелового периода зона максимального осадконакопления имела тенденцию к смещению в сторону моря.

Некоторые ученые, занимающиеся исследованием геоморфологии Аппалач, руководствуясь наблюдаемыми четкими природными соотношениями, утверждают, что меловое море действительно покрывало большую часть региона, являющегося в настоящее время Аппалачским нагорьем.

Д. Джонсон [211] полагал, что в мелу данная площадь была покрыта морем, а после того как оно отступило, в ее пределах развилась серия консеквентных водотоков. Однако отсутствие каких-либо реликтов меловых отложений делает эту идею дискуссионной. Несколько более вероятным кажется представление о меловом пенеплене данной территории, граничившим на востоке с морским бассейном меловой трансгрессии. Х. Мейерхофф и И. Олмстед [293], обратившись к более ранним этапам истории региона, предположили, что современная дренажная сеть наследует плановый рисунок пермских водотоков. Ими подчеркиваются факты пересекания современными реками хребтов, прогибов (впадин) и зон тектонических нарушений, что было бы невозможно при закладывании дренажной сети на меловом осадочном чехле. В. Торнбари [417] считает, что современный рисунок дренажной сети, вероятно, сохранился с триасового периода. С учетом имеющейся на сегодня информации, касающейся раскрытия Атлантического океана, эти заключения представляются вполне справедливыми, в частности, в отношении водных потоков, которые могли бы стекать с Аппалач к зоне рифтов и озер, давших начало раскрывающейся Атлантике.

Далее к югу равнины, обрамляющие Мексиканский залив, сложены осадками, возраст которых направленно омолаживается в сторону побережья. Трансгрессия моря происходила в палеогене, а позднее история области включала лишь мор-

скую регрессию. Вдоль северного побережья Мексиканского залива параллельно окраине континентального шельфа по литолого-фациальным особенностям выделяется рубежная зона широтного направления. К югу от нее меняется характер отложений, что выражается главным образом в смене наземных осадков морскими. Между современной сушей и окраиной континентального шельфа некогда существовал глубокий прогиб, и мощность кайнозойских отложений здесь сейчас достигает 14 000 м. Однако никаких сопряженных с этим прогибанием сводовых поднятий, аналогичных Аппалачским, при этом не возникало.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

В конце мелового периода плато Колорадо располагалось на уровне моря. С тех пор оно было приподнято примерно на 2000 м и полого наклонено с юга на север. Поднятие происходило в два этапа: на первом, в позднем миоцене, имело место небольшое воздымание, сопровождавшееся существенной вулканической активностью на границах плато и внедрением интрузий в его внутренних частях; на втором этапе, начиная с позднего плиоцена и по настоящее время, последовало гораздо более мощное поднятие, с которым связана лишь незначительная вулканическая активность.

Горный хребт Сьерра-Невада представляет собой наклонное ступенчато-блоковое сооружение размером 100 на 600 км. Наиболее возвышенная его часть находится у восточной сбросовой границы, а к западу гипсометрический уровень поверхности понижается. Основную часть объема данного блока занимает батолит, сложенный тремя разновозрастными плутонами, прорывающими палеозойские и раннемезозойские породы. В позднем мезозое этот блок был приподнят и эродирован; в эоцене и олигоцене он находился в стабильном состоянии, располагаясь на весьма низком гипсометрическом уровне. Повторное воздымание, сопровождавшееся перекосом блока, происходило в позднем миоцене и плиоцене.

В позднем кайнозое хребт Сьерра-Невада был поднят до высоты, вдвое превышающей гипсометрический уровень Аппалачского хребта, хотя мощность коры под этими двумя структурами оказалась одинаковой. Под Сьерра-Невадой утолщенная кора (корень), фиксируемая по сейсмическим данным, по всей вероятности, была сформирована в мезозое; несмотря на это за последние 10 млн. лет хребт был поднят еще примерно на 1800 м [60].

С. Кроу и Дж. Томпсон [84] полагают, что воздымание связано с прохождением под названными хребтами поддвигаемой плиты (в процессе субдукции). В настоящее время тройной стык Мендосино находится на линии, проходящей через гору Лас-

сен-Пик — вулкан, образующий изолированную возвышенность в понижении между Сьерра-Невадой и Каскадными горами; но 10 млн. лет назад тройной стык находился на траверсе горы Уитни, расположенной в южной Сьерра-Неваде. Максимальные поднятия характерны для южной части хребта Сьерра-Невада, что, вероятно, обусловлено наибольшей продолжительностью проявления здесь восходящих движений.

Д. Аксельрод [12] для определения времени воздымания Сьерра-Невады использовал биогеографические факты. В настоящее время в долине-грабене Оуэнс, находящейся у восточного подножия Сьерра-Невады, существуют климатические условия, весьма отличные от присущих низменностям западного подножия хребта, т. е. долинам рек Сакраменто и Сан-Хоакин. Климатические контрасты определяются наличием между этими двумя областями высоких (до 4418 м) гор. В раннем плейстоцене однотипная растительность (сосново-пихтовые леса) занимала практически весь указанный регион. Такая ситуация могла бы иметь место лишь в случае отсутствия современных климатических барьеров. На этой основе устанавливается, что главная фаза поднятия приходилась именно на плейстоцен.

Для Скалистых гор весьма характерны крупные надвиговые структуры, для объяснения которых используются по крайней мере три различных механизма. Так, для Южной Канады считается, что надвиги являются результатом гравитационного оползания поверхностного материала, выдавленного в верхние части коры восходящими массами разогретых подвижных пород «орогенного ядра» [340]. Каждый локальный импульс надвигания можно соотнести с формированием гнейсовой полосы в «орогенном ядре».

Западный Вайоминг представляет собой область, которую можно рассматривать как пример гипотезы «порового давления» М. Хабберта и В. Руби [199], иллюстрирующий процесс гравитационного оползания и, кроме того, его геоморфологические проявления. Э. Смит [383] так критиковал этот механизм: «Неясно, почему флюид не улетучивается через тыловые зоны гравитационных оползней достаточно быстро, для того чтобы снизить поровое давление до уровня гидростатического, прежде чем произойдет сколь-нибудь существенный надвиг». Однако если принять механизм гравитационного расширения, а не оползания, то это возражение снимается.

В Неваде и Калифорнии, где, за исключением Каскадных гор и Сьерра-Невады, нет высокогорных зон, откуда могли бы распространяться гравитационные оползни, надвиги захватывают часть докембрийского фундамента. В. Барчфилд и Дж. Девин [42] истолковали эти структуры как результат внутреннего стресса, возможно связанного с расположенной к юго-западу зоной субдукции.

Между Сьерра-Невадой на западе и плато Колорадо на востоке расположена провинция Хребтов и Бассейнов. В мезозой-

ское и палеогеновое время данный регион был приподнят и эродирован, что обеспечило поступление огромного количества осадков в геосинклинали Скалистых гор и Берегового хребта. В неогеновое и четвертичное время происходило растяжение

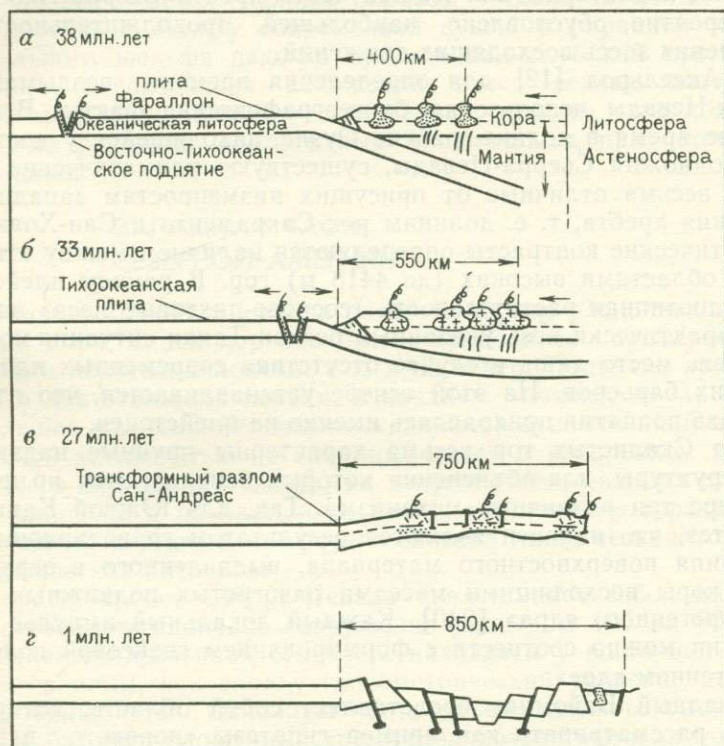


Рис. 215. Предполагаемые стадии тектонической эволюции и растяжения коры провинции Бассейнов и Хребтов за последние 40 млн. лет. Профили проходят примерно от северного окончания Калифорнийской долины до центра северной части штата Нью-Мексико. По В. Элстону [123].

а — стадия континентальной окраины андийского типа характеризуется выдернем гранитоидов в толщу коры и андезитовым вулканизмом; *б* — поздняя модификация предыдущей стадии, рост поднятия у глубоководного желоба и продолжающееся поддвигание под континент океанической коры, растяжение в тылу зоны спрединга создают полости, в которые внедряются интрузии; происходят связанные с этим процессом извержения игнимбритов и образование кальдер; *в* — Главная стадия растяжения, прекращение субдукции и усиление растяжения коры, многочисленные интрузии и вулканические извержения (базальты, андезиты); *г* — внутриплитные блоковые перемещения, глубинные разломы служат каналами для базальтовой лавы, диапризм и становление магматических тел продолжаются

коры, сопровождавшееся дроблением на блоки, горизонтальными смещениями и вулканической активностью. Раскол коры привел к образованию впадин-грабенов и хребтов-горстов, ограниченных крутопадающими (45—70°) разломами. При этом поверхность блоков испытала наклон. На глубине плоскости разломов искривляются и выполаживаются.

Согласно В. Элстону [123], за минувшие 40 млн. лет рассматриваемая провинция служила местом проявления орогеза в обстановке расширения. Геологический комплекс провинции сформировался в течение трех этапов: на первом возникла вулканическая дуга андийского типа; далее последовало расширение (спрединг) сиализированного ложа окраинного моря,

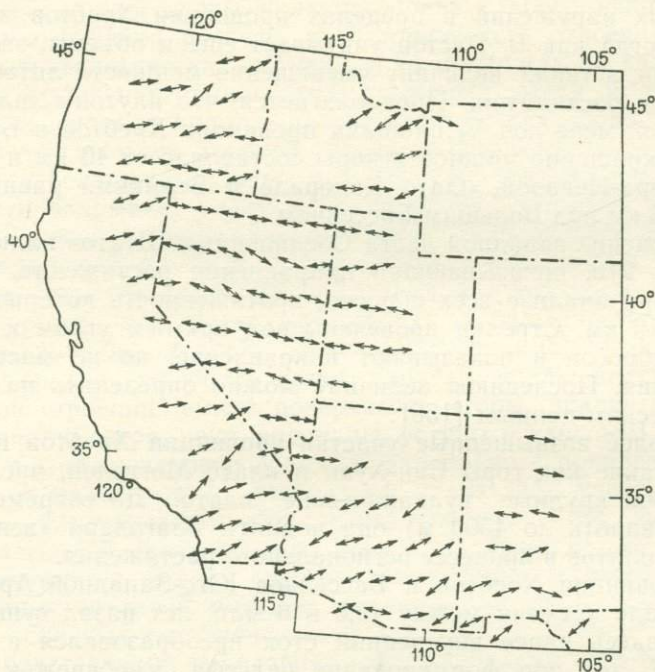


Рис. 216. Осредненные направления растяжения в пределах провинции Бассейнов и Хребтов, установленные в результате анализа всех сбросов протяженностью более 16 км. По Дж. Гиллули [158]

сменившееся в свою очередь глыбовыми дислокациями на границах плит и, наконец, рифтингом (рис. 215). При этом общие масштабы расширения, возможно, превышали 100 %.

Экстремальные значения интенсивности растяжения коры знаменовались мощной вспышкой игнимбритового вулканизма, приходящейся на интервал от 35 до 25 млн. лет назад и покрывшей данную территорию покровом кислых вулканических пород общим объемом 10 млн. км³. В неогене и в антропогене доминировали растяжение, сбросообразование и рифтинг, обусловившие в конечном итоге современный рельеф региона. Провинция Хребтов и Бассейнов наложена на более древние складчатые пояса, и границы между кратонами, эвгеосинклиналиями, и миогеосинклиналиями, по всей вероятности, не имеют к ней никакого отношения. В этой связи отметим, что промежуток

времени между ларамийской орогенцией (поздний мел — палеогеновое время) и тектогенезом рубежа эоцена и олигоцена характеризуется стабильным тектоническим режимом.

Расчеты расширения коры, выполненные В. Элстоном, дают цифру более 100 %. Это существенно превосходит значения данного параметра (5—10 %), полученные большинством других авторов. Расчеты последних основаны лишь на геометрии разрывных нарушений в пределах провинции Хребтов и Бассейнов, тогда как В. Элстон учитывает еще и объемы, занятые плутонами, а также величину уменьшения мощности литосферы в процессе растяжения. Предполагается, что плутоны залегают по крайней мере под $\frac{1}{3}$ площади провинции Хребтов и Бассейнов, а сокращение мощности коры составляло от 40 км и более под Сьерра-Невадой, плато Колорадо и Великими равнинами до 25—35 км под Большим Бассейном.

Растяжение западной части Соединенных Штатов иллюстрирует рис. 216, показывающий направления растяжения, выявленные при анализе всех сбросов, протяженность которых превышает 16 км. Стрелки проведены под прямым углом к плоскостям сбросов и показывают направление, но не масштабы растяжения. Последнюю величину можно определить по иным геологическим данным [158].

Наиболее возвышенные участки провинции Хребтов и Бассейнов, такие как горы Сан-Хуан и плато Могголон, представляют собой крупные вулканические плато. До современного уровня (вплоть до 4500 м) они подняты благодаря «всплыванию» батолитов в процессе регионального растяжения.

В провинции Хребтов и Бассейнов Юго-Западной Аризоны в интервале времени между 10,5 и 6 млн. лет назад существовавший здесь ранее внутренний сток преобразовался в транзитный. С тех пор формирование рельефа левобережья низовий р. Колорадо определяется поступательным развитием эрозии.

Задачей данной главы является показ слабого использования взаимоотношений рельефа и тектонического строения для датировки геологических событий, в то время как на важном в научном отношении стыке между геоморфологией и тектоникой имеется широкий простор для взаимодействия обеих дисциплин.

Руководствуясь теорией, предусматривающей крайнюю молодость большинства форм рельефа, геоморфологическая наука отчасти закрывает глаза на данные тектонических исследований. В своей широко известной книге В. Торнбари [417] фундаментальный принцип 7 формулирует следующим образом: «лишь немногие формы рельефа земной поверхности имеют более древний, чем третичный возраст, а большинство из них сформировалось в плейстоцене». Дж. Эшли [8] выразил ту же точку зрения еще более резко, написав: «большинство из элементов строения земной поверхности (горы, впадины, береговые линии, озера, реки, водопады, уступы и каньоны) образовались в постмиоценовое время, параллельно с появлением человека, и маловероятно, что рельеф каких-либо участков суши сейчас близок к рельефу домиоценовому». Хотя приведенное высказывание было сделано довольно давно, подобная точка зрения все еще бытует среди геоморфологов, и любой, кто придерживается такой позиции, вероятно, не имел дела с изучением основных тектонических процессов.

Представления о недавнем формировании рельефа были выработаны в Европе и Северной Америке, где четвертичное оледенение служило причиной молодости большинства геоморфологических ландшафтов, создав много эффективных для изучения форм рельефа и обеспечив, тем самым, основу для их корреляции. Так как большинство фундаментальных геоморфологических работ выпускалось именно в Европе и Северной Америке, то *плейстоценовый уклон* имел широкое влияние во всем мире. И хотя отдельные исследователи, подобно Лестеру Кингу [236], использовали в своих книгах гораздо более длинную временную шкалу, это оказало на удивление незначительное воздействие на основную часть геоморфологической литературы, выходящей в северном полушарии.

В прошедшие три десятилетия геоморфологическая наука в основном занималась полевыми и стационарными исследованиями современных процессов и системным анализом (см., например, работу Р. Чорли и Б. Кеннеди [58]) и даже достигла стадии, на которой исторический подход к изучению рельефа рассматривался как пройденный этап. Р. Чорли [57] выразил

это следующим образом. «Исторический подход... означает, что рельеф рассматривается во многом таким же образом, как и свет от далекой звезды, т. е. так, как-будто наблюдаемое представляет собой просто отражение явлений, происходивших в далеком прошлом..., большинство прежних требований, предъявляемых к анализу истории денудации в рамках геоморфологии, сейчас устарели».

Так получилось, что в то время, когда большинство отраслей наук о Земле было захвачено идеями новой глобальной тектоники, объединившей концепции спрединга океанического дна и дрейфа континентов, геоморфология осталась в стороне от генерального направления поиска научной мысли, и своеобразная революция в науках о Земле прошла мимо нее.

Сейчас ясно, что понимание принципов новой глобальной тектоники является необходимым условием для более разносторонних генетических трактовок рельефа, причем сказанное относится не только к формам первого порядка. Идеи Л. Кинга, Е. Хиллса и других исследователей южного полушария, пытавшихся внушить мысль о том, что геоморфология не может изучаться в отрыве от остальной геологической истории и действующих на ее протяжении процессов, в настоящее время стали использоваться в Европе и Северной Америке, где наблюдается повышение интереса к изучению доплейстоценового рельефа. В Европе, например, Ю. Бюдел [40] «убедился в том, что современный рельеф имеет доплейстоценовый возраст и, в частности в голоцене, видоизменился очень слабо. Почти повсюду в течение длительного послемелового времени вплоть до ледникового периода климат был влажным и теплым. В пределах территорий с подобными климатическими условиями (тропические зоны с летним периодом дождей) преобладают процессы планации. Все геоморфологические ландшафты первоначально относились к типу денудационных равнин» [90].

Тем не менее частичные изменения во взглядах не поколебали общей позиции, и большинство геоморфологических работ все еще опираются на старые теории, которые в свете современных достижений тектоники и представлений о длительности эволюции рельефа должны быть в той или иной степени пересмотрены.

ЗНАЧЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ ДЛЯ ТЕКТОНИКИ

Медлительность геоморфологов в отношении использования в своих концепциях новых тектонических идей сопоставима с нежеланием большинства тектонистов применять в своих построениях геоморфологические данные. Но позиция тектонистов в данном случае более простительна. Тектонисты могут непринужденно поддвигать желоб или воздвигать горный хребет, не принимая во внимание их влияние на рельеф земной поверх-

ности и не затрудняя себя ответами на следующие вопросы. Имеет ли земная поверхность соответствующий возраст? Были ли изменения в направлении течения рек? Какова должна быть величина поднятия, чтобы предлагаемый для его объяснения механизм оказался правильным? Отражаются ли предполагаемые сдвиговые перемещения в смещении речных долин?

Более того, изредка при тектонических построениях имеет место ошибочная интерпретация геоморфологических данных. Так, например, Б. Брок выдвинул следующую идею о формировании оз. Виктория: «Озеро Виктория дает нам отличный пример изометричного блока, который, вероятно, испытывает погружение. От его берегов в радиальных направлениях расходятся разломы (швы)...». На самом же деле оз. Виктория представляет собой изометричный озерный бассейн, образованный в результате формирования обратного наклона территории, расчленяемой древовидной речной сетью, а радиальные «разломы» являются ни чем иным, как древними линиями стока, имеющими крайне слабый тектонический контроль. Приведенные геоморфологические данные о строении оз. Виктория очень убедительны и получены за много лет до выдвижения Б. Брокком представлений о его структурной предопределенности.

При любом обсуждении проблем континентальных окраин [43] обычно приводится значительное количество геофизических, литолого-стратиграфических материалов, а также данных, полученных при подводном бурении. В то же время факты, которые могут иметь эквивалентную ценность при решении поставленных проблем, а именно касающиеся формирования, истории развития и тектонического строения суши, к сожалению, отсутствуют.* Однако для понимания строения и развития Земли в целом мы нуждаемся в знаниях об обеих ее главных элементах — континентах и океанах. Необходимым условием участия геоморфологов в решении проблем, стоящих в ближайшие десятилетия перед геологией, является переход от традиционных исследований речных бассейнов к изучению глобального рельефа.

Как уже отмечалось, тектонистам более простительно (чем геоморфологам) то, что они не используют геоморфологические данные или не знакомы с геоморфологическими идеями. Любая тектоническая теория предпочтительнее геоморфологической, если только она базируется на определенном количестве фактического геологического и геофизического материала; данные изучения теплового потока, сейсмической активности, гравитационного поля и т. д. могут использоваться другими исследователями для проверки справедливости выдвинутых гипотез.

* Автор, видимо, подразумевает слабую изученность проблемы донеогенового рельефообразования в пределах областей континентальной денудации.—
Прим. ред.

В отличие от тектоники, большинство направлений геоморфологии занимается лишь отдельными аспектами рельефа, которые могут подтверждать те или иные индивидуальные концепции. По-видимому, геоморфологи не могут предоставить необходимое количество данных в распоряжение других исследователей для того, чтобы они могли проверить свои собственные выводы.

Для заполнения информационного пробела требуется провести сбор фактического геоморфологического материала и осуществить геоморфологическое картирование. Это может быть составление как детальных карт, подобных геоморфологической карте Франции [214], так и более мелкомасштабных карт. Определенную ценность, вероятно, будет иметь дальнейшая разработка классификации форм рельефа, на основе которой возможно быстрое создание рекогносцировочных геоморфологических карт. Укажем на то, что полевое картирование использовалось в решении морфотектонических проблем юго-западной части Уганды Дж. Дурнкампом [114], а японские ученые составили детальные геоморфологические карты для изучения неотектоники и решения инженерных задач [221].

До сих пор существуют проблемы расшифровки геоморфологической истории многих районов мира, в основном связанные с недостатком материалов определения абсолютного возраста. Однако даже относительные датировки накладывают определенные ограничения на тектонические гипотезы.

Исторически сложилось так, что геоморфологи брали тектоническую основу для своих построений у геологов, практически не сомневаясь в ее правильности и почти не используя ее на деле из-за того, что, как в основном предполагалось, большинство форм рельефа имеют слишком небольшой возраст по сравнению с главными тектоническими элементами Земли. Сейчас уже известно, что длительность развития рельефа измеряется такой же временной шкалой, как континентальный дрейф, тектоника литосферных плит и биологическая эволюция, в связи с чем геоморфология приобретает важное значение при выяснении вопросов истории Земли. Сказанное не касается того направления геоморфологии, которое изучает самые молодые формы рельефа экзогенного происхождения. Таким образом, в настоящее время геоморфология может обеспечить получение первичных данных для построения тектонических теорий.

ПАРАДИГМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Рассмотрим некоторые широко распространенные положения и специфические геоморфологические гипотезы и парадигмы с акцентом на их значение в регионах, характеризующихся длительной геоморфологической историей и тектонической активностью.

Изучение активных процессов

Очевидно, что любые процессы, воздействующие сейчас на земную поверхность, относятся к категории современных. В то же время крупные черты многих геоморфологических ландшафтов были сформированы очень давно, в условиях, резко отличных от настоящих. Стационарные исследования несут информацию о современных процессах, которая имеет ценность для познания возможных скоростей преобразования рельефа. Полученные в процессе подобных исследований данные дают пищу для размышлений, но не могут использоваться для палеогеоморфологических выводов, в частности, из-за того, что мы, вероятно, живем во время необычных вариаций климата и высокого стояния уровня моря.

Климатическая геоморфология

Геоморфологические ландшафты, возраст которых измеряется геологическими периодами, неизбежно испытали на себе влияние различных климатических условий, однако следы воздействия последних бывают выражены слабо и часто завуалированы. Вполне очевидно, что современные климатические условия существуют очень непродолжительное время для того, чтобы определить главные особенности генезиса древних геоморфологических ландшафтов.

Климат мезозоя был во всем мире теплым и умеренным. Понижение температур и увеличение контрастности и изменчивости климатических условий произошло в позднем кайнозое*.

Одни формы рельефа являются хорошими индикаторами климатических условий — это ледниковые комплексы, дюны пустынь и коралловые рифы. Другие, такие как островные горы и котлы выдувания, формируются в различных климатических условиях и, по-видимому, не являются достаточно четкими их индикаторами. И, наконец, обычный флювиальный рельеф не дает пока достоверной информации для палеоклиматических интерпретаций.

Таким образом, хотя влияние климата на развитие рельефа не вызывает сомнений, само по себе оно не дает твердой основы для построения общей теории эволюции геоморфологического ландшафта.

КОНЦЕПЦИЯ ДИНАМИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ

Хотя основы этой концепции были заложены еще Дж. Джилбертом [155], в своем современном виде она была представлена Дж. Хаком [170].

* Наиболее четко выраженная волна похолодания и усиление климатических контрастов в пределах северных материков приходится на поздний плиоцен.— *Прим. ред.*

Предполагается, что в пределах единой эрозионной системы все элементы рельефа взаимосвязаны таким образом, что их деградация (снижение) происходит с одинаковой скоростью. Соответственно формы рельефа и геоморфологические процессы находятся в устойчивом равновесии и могут рассматриваться как независимые во времени. Равновесие достигается тогда, когда все склоновые процессы в речном бассейне и общая скорость эрозии будут взаимно регулироваться, т. е. со склонов поступает столько материала, сколько в состоянии размыть и унести водотоки. В течение всего того времени, пока происходит поднятие и реки еще не выработали продольный профиль до базиса эрозии, геоморфологический ландшафт может сохраняться в одном и том же виде, даже несмотря на активное развитие эрозионных процессов.

Здесь необходимо обратиться к теории циклов У. Дэвиса для того, чтобы показать, чем отличается от нее концепция динамического равновесия.

В теории У. Дэвиса в начальной стадии цикла рассматривался поднятый пенепплен, причем на ранних стадиях сохранялись значительные участки выровненного рельефа. Такой геоморфологический ландшафт У. Дэвис называл «юным». Врезание рек приводило к расширению эрозионных долин и могло протекать до тех пор, пока при пересечении склонов соседних долин не формировались гребневидные междуречья. Подобный геоморфологический ландшафт, характеризующийся резко очерченными хребтами, разделенными узкими долинами, относится к тому типу, который У. Дэвис именовал «зрелым». Такой рельеф также назывался *рельефом хребтов и ущелий* и другими терминами, например *угловатый* и *дикий*. После того как реки выработают продольный профиль, глубинная эрозия прекратится, однако любые другие процессы, оказывающие воздействие на склоны долин, продолжают по-прежнему развиваться. Денудация приведет к понижению междуречий и в конце концов к формированию вблизи нового базиса денудации очередного пенепплена. Такой геоморфологический ландшафт У. Дэвис называл «старым», или «дряхлым».

Использование антропоморфических понятий «юный», «зрелый» и «старый» приводит к большой путанице, что дает основание обходиться без подобных наименований стадий развития рельефа при описании геоморфологических ландшафтов [314]. Последние могут быть охарактеризованы комбинациями поперечных профилей через речные долины и междуречья, причем как те, так и другие могут быть угловатыми, вогнутыми либо выпуклыми и уплощенными в поперечном сечении. Комбинируя профили различных видов, получаем девять типов их сочетаний, которые отражены на рис. 217.

Таким образом, вместе с уплощенным рельефом равнин или плато получается десять возможных основных геоморфологических ландшафтов.

В настоящее время теория динамического равновесия применима только к средней стадии развития рельефа, характеризующейся крутыми склонами. Американский геоморфолог Дж. Хак в своей работе отказался от первой части цикла У. Дэвиса, поскольку он отрицал существование останцов древних денудационных поверхностей. Кстати, наличие подобных останцов в выделяемом Дж. Хаком типе территории было показано Дж. Брецом [32]. Теория динамического равновесия не может объяснить особенности развития равнин при возникновении нового базиса эрозии, так как при его достижении должно произойти изменение морфологии рельефа. Этот момент признавался и самим Дж. Хаком, который писал: «...Если изменятся скорости поднятия и эрозии, то тогда должно измениться и состояние баланса или равновесной стабильности. Морфология

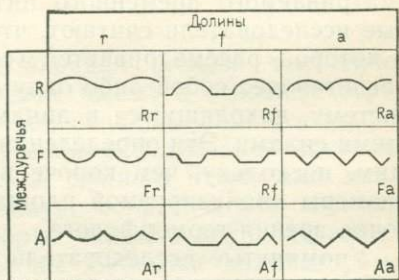


Рис. 217. Типизация геоморфологических ландшафтов на основе типизации поперечных профилей междуречий и речных долин. По К. Оллиеру [314]

рельефа в результате эволюционирует от одного типа геоморфологического ландшафта к другому. Такая эволюция может произойти, если тектонические силы прекратят оказывать свое влияние, что приведет к постепенному снижению рельефа земной поверхности».

Таким образом, концепция динамического равновесия не применима к геоморфологическим ландшафтам, отличающимся уплощенными междуречьями или корытообразными долинами. Судя по классификационной схеме, отображенной на рис. 217, рассматриваемая концепция может быть использована в четырех из десяти возможных типов ландшафтов — Rr, Ra, Ar и Aa, последний из которых наиболее распространен в природе. Перечисленные четыре типа относятся к той стадии геоморфологического цикла, которую У. Дэвис называл «зрелой». Рельеф подобного рода свойствен значительной части земной поверхности, где соответственно наблюдается и состояние динамического равновесия. Однако во многих случаях рельеф не укладывается в предлагаемую схему, и, стало быть, рассматриваемая концепция не может служить общей теорией эволюции геоморфологических ландшафтов.

В целом концепция динамического равновесия опирается на полностью неоправданные допущения относительно скоростей тектонических поднятий. Тем не менее пока тектонические поднятия осуществляются достаточно медленно, чтобы компенсироваться эрозионными процессами, до тех пор рельеф будет оставаться в состоянии динамического равновесия, хотя его

морфология и может претерпевать изменения. Если, однако, происходят быстрые тектонические перемещения, то в рельефе могут сохраняться, вплоть до достижения нового стабильного состояния, реликтовые формы. С. Шумм и Р. Личти [370] предположили, что различие между стабильным и циклическим эволюционирующим состоянием рельефа определяется прежде всего размером исследуемого ландшафта и длительностью рассматриваемого временного интервала. Соответственно, названные исследователи считают, что в зависимости от точки зрения, с которой рассматривается геоморфологический ландшафт, он представляет собой либо одну стадию в эрозийном цикле, либо систему, находящуюся в динамическом равновесии с действующими силами. Эти определения не относятся к взаимоисключающим, поскольку, чем короче временной отрезок и чем меньше размеры анализируемой площади, тем более специфична будет точка зрения геоморфолога.

Упомянутые исследователи полагали, что эволюция рельефа может рассматриваться относительно трех временных интервалов различной длительности. Для первого из них, сопоставимого по протяженности с основными геологическими периодами, характерно циклическое развитие рельефа. За такой продолжительный период времени изменения системы будут происходить вследствие значительного перемещения вещества посредством эрозии и возможно тектонических поднятий. С. Шумм [369] так писал о временном интервале циклического развития рельефа: «при рассмотрении в подобной перспективе речных систем видно, что они подвержены постоянным изменениям (находятся в динамическом равновесии)», неудачно соотнеся в приведенной цитате динамическое равновесие с временем циклического развития, тогда как циклическая концепция несовместима с динамическим равновесием, по крайней мере, как это подчеркивал Дж. Хака.

Второй временной интервал — это короткий промежуток времени циклического развития, когда любые направленные изменения рельефа маскируются колебаниями около среднего уровня. В течение третьего, наименьшего временного интервала стабильного развития может существовать статичное равновесие, и рельеф действительно представляет собой категорию, независимую от времени, поскольку он не претерпевает никаких изменений.

Подобная классификация полезна при решении дилеммы Дж. Хака, возникающей в случае значительных различий в скоростях поднятий и эрозии. Однако они бесполезны для геологов и геоморфологов, которые стремятся установить реальные, а не чисто теоретические особенности развития рельефа во времени. Так, если исследователь обнаружит долину или нерасчлененное плато эоценового возраста, которые хорошо сохранились с того времени, он будет иметь дело с унаследованным рельефом. Геоморфолог должен объяснить его и окружающий геоморфологи-

ческий ландшафт в соответствии с предполагаемыми событиями в истории морфогенеза, а не рассматривать данный рельеф как некоторую иллюстрацию к теории динамического равновесия. С длительными промежутками времени, которыми оперирует тектоника, геоморфология может сопоставить только временной интервал циклического развития рельефа.

Модели В. Кеннеди

Теоретические оценки взаимоотношений между тектоническими поднятиями и геоморфогенезом имеют в основном ограниченную ценность. Тем не менее при использовании геоморфологических данных с целью получения определенной тектонической информации подобные оценки должны в той или иной степени опираться на разработанную теоретическую основу.

В. Пенк [332] полагал, что форма склонов долин отражает скорость поднятия: выпуклые склоны являются индикаторами увеличения, а вогнутые — уменьшения скорости поднятия. Сейчас мало кто верит в подобную закономерность. По мнению У. Дэвиса, тектоническое воздымание представляет собой относительно быстрый процесс, отделенный от следующих импульсов эндогенного характера длительными периодами эрозии и пенепленизации. Однако У. Дэвис не предпринимал попыток детально исследовать взаимоотношения между поднятием и эрозией. Ф. Эхнерт [3], исходя из простой изостатической компенсации, рассчитал скорости поднятий и эрозии и на данной основе сделал вывод о возможности образования пенеплена. Дж. Бонд (см. гл. 15) обсуждал взаимоотношения эрозии, осадконакопления и изостазии на примере крупнейших поднятий континентов, не затрагивая, правда, более мелких особенностей рельефа.

В. Кеннеди построил теоретическую систему, основываясь на следующих трех факторах: тектонических движениях (особенно поднятиях), эрозии (под которой он понимал линейную глубинную эрозию в руслах рек) и денудации (в качестве которой он рассматривал общее снижение поверхности междуречий). Возможные комбинации указанных факторов дают девять различных сочетаний.

1. *Скорость поднятия* > *скорости глубинной эрозии* > *скорости общей денудации*. Восходящее развитие рельефа до значительной высоты; отсутствие связи эрозионных систем с региональным базисом эрозии; консеквентный и сменивший прежнее направление своего течения на противоположное речной сток.

2. *Скорость поднятия* > *скорости эрозии* = *скорости денудации*. Статичное состояние поднятого рельефа с сохранением его значительной высоты; консеквентный и сменивший свое направление на обратное речной сток.

3. *Скорость поднятия* > *скорости эрозии* < *скорости денудации*. Нисходящее развитие рельефа на значительных высотах, приводящее в конце концов к формированию эрозионной по-

верхности (пенеплена) высокого уровня; отсутствие связи долин и поверхности в целом с региональным базисом эрозии; консеквентный и сменивший свое направление на обратное речной сток.

4. *Скорость поднятия = скорости эрозии > скорости денудации.* Восходящее развитие рельефа; отсутствие связи эрозионных систем с региональным базисом эрозии; непосредственная связь в развитии рельефа между речий с уровнем существовавших ранее днищ долин; главные долины antecedентны.

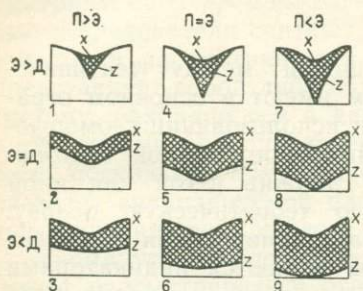


Рис. 218. Профили (1—9), иллюстрирующие относительные объемы перемещенных пород при различных соотношениях скоростей глубинной эрозии (Э), тектонического поднятия (П) и общей денудации (Д) в пределах междуречий. По В. Кеннеди [229].

Величина поднятия во всех случаях одна и та же (X — первоначальный профиль исходной поверхности; Z — итоговый профиль эрозионной поверхности; крап — объем перемещенных пород)

ных систем с региональным базисом эрозии; непосредственная связь в развитии рельефа между речий с уровнем существовавших ранее днищ долин; главные долины antecedентны.

5. *Скорость поднятия = скорости эрозии = скорости денудации.* Статичный рельеф, связанный не с региональным базисом эрозии, но с существовавшим ранее уровнем днищ долин; главные долины antecedентны.

6. *Скорость поднятия = скорости эрозии < скорости денудации.* Нисходящее развитие рельефа, приводящее в результате к формированию новой близгоризонтальной или наклонной эрозионной поверхности, не имеющей отношения к региональному базису эрозии, но прямо связанной с уровнем существовавших ранее днищ долин; главные долины antecedентны.

7. *Скорость поднятия < скорости эрозии > скорости денудации.* Восходящее развитие рельефа; эрозия приспосабливается в конечном счете к региональному базису; главные долины antecedентны.

8. *Скорость поднятия < скорости эрозии = скорости денудации.* Статичный рельеф; эрозионные долины независимо от местных особенностей связаны с региональным базисом эрозии; главные долины antecedентны.

9. *Скорость поднятия < скорости эрозии < скорости денудации.* Нисходящее развитие рельефа, приводящее в конечном счете к формированию нового пенеплена или эрозионной поверхности, четко приспособленной к региональному базису эрозии; главные долины antecedентны.

Рассмотренные различные случаи графически отображены на рис. 218. В результате проведенного анализа В. Кеннеди сделал следующие важные выводы: 1) пенепленизация может протекать во время активного тектонического поднятия и не требует обязательной стабильной тектонической обстановки

(случай 3 и 6); 2) пенепленизация может быть как связана, так и не связана с региональным базисом эрозии и может развиваться на высоком (случай 3), среднем (случай 6) и низком (случай 9) уровнях; 3) поднятая пенепленизированная поверхность не обязательно означает последовавшее за выравниванием тектоническое поднятие (случай 3 и 6).

Против данной концепции могут быть выдвинуты многие возражения, приводимые в работе К. Крикмэя [82]. В частности, схема В. Кеннеди базируется на недостаточно проверенных предположениях, касающихся морфообразующего действия эрозии и «денудации». Данная схема, по всей вероятности, представляет собой определенную разновидность теории динамического равновесия. Схема В. Кеннеди подразумевает, что все участки геоморфологического ландшафта подвержены воздействию денудации и не допускают случаев сохранения останцов древнего рельефа. Аргументы рассматриваемой концепции могут быть в некоторой степени применимы к отдельным речным долинам, но идеи регионального и локального базисов эрозии являются настолько упрощенными, что вряд ли могут быть применимы ко всем геоморфологическим ландшафтам. Тем не менее схема В. Кеннеди в какой-то мере предлагает определенную модель для увязки тектонических движений и эрозионных процессов. Достоинством схемы В. Кеннеди является также то, что она приводит более совершенную систему соотношений указанных процессов, используя в большей степени, чем другие концепции, фактический и теоретический материал. В заключение отметим, что сейчас мы нуждаемся в тектонико-геоморфологической модели, которая не была бы, по словам К. Крикмэя [82], «почти совершенно изолированной от наблюдаемой реальности».

Вероятностная теория эволюции геоморфологического ландшафта

Такой подход к изучению рельефа развивался Л. Леопольдом и В. Лангбейном [265], которые писали «... распределение энергии в речной системе стремится к наиболее вероятному состоянию. Данный принцип ... определяет в конечном счете характер движения в флювиальном процессе и пространственные взаимоотношения между различными частями системы в единицу времени (или стадию). Развитие геоморфологического ландшафта не только поглощает всю имеющуюся в системе энергию, но и вдобавок усложняет ее распределение — фактор, который можно приблизительно охарактеризовать как энтропию».

Теоретическую базу под эти представления подвел А. Христофолетти [61]: «Распределение энергии может анализироваться как вероятностное нахождение некоторого распределения по отношению к набору из всех возможных альтернатив.

Каждая из альтернатив соответствует определенному геоморфологическому ландшафту. С таких позиций, ландшафты представляют собой конкретные состояния единого стохастического процесса, а их индивидуальные различия обусловлены неодинаковыми интенсивностью энергии и распределением масс. Все геоморфологические ландшафты — суть частные случаи единой и одной и той же системы, являясь ее альтернативными состояниями».

Как я понимаю приведенное высказывание, геоморфологические ландшафты можно сравнить с покерными картами, сданными случайным (стохастическим) образом из перетасованной колоды (вариацией в распределении энергии и масс вещества).

Вероятностная теория развивалась в моделях А. Шайдеггера [361] и А. Шайдеггера и В. Лэнгбейна [362] и соответствовала воззрениям геоморфологов, занимающихся чистой наукой, таких как В. Куллинг [85], поскольку используемый в ней подход позволяет применять математический анализ и компьютерную обработку данных. Однако он непригоден для изучения геоморфологических ландшафтов, характеризующихся длительным развитием, хотя и может принести определенную пользу при полевых наблюдениях и анализе тех участков рельефа, которые в действительности находятся в состоянии динамического равновесия. Тем не менее вероятностная теория не может быть применима в тех многочисленных ситуациях, когда изменения системы, как показывают полевые наблюдения, связаны с изменениями в характере деятельности экзогенных или эндогенных (тектонических) процессов.

Циклические теории

Любые подобные теории, будь то теория эрозионных циклов У. Дэвиса или теория какого-либо другого типа, как, например, теория циклов педиментации Л. Кинга, имеют ограниченное применение при объяснении строения и развития геоморфологических ландшафтов. Главная проблема состоит в том, что геоморфологи не могут прийти к единому мнению по поводу наличия, количества и происхождения эрозионных поверхностей. Если нельзя достигнуть единой интерпретации даже полевых данных, то тем более мало шансов на согласованность теоретических построений. Подобная ситуация до некоторой степени обусловлена тем, что эрозионные поверхности изучались в различных в геоморфологическом отношении регионах. Одни исследователи проводили работы в Африке или Австралии, где эти поверхности выражены достаточно отчетливо, другие в Северной Америке или Европе, где они в большинстве случаев опознаются с трудом. Наряду с этим антидэвисовские представления, которые господствовали в геоморфологической науке последние 40 лет, сдерживали исследователей от интерпретации

данных полевых наблюдений с позиций циклической теории как раз в то время, когда полевые методы и методы абсолютных датировок могли бы дать основу для новых взглядов.

Более важным представляется существование серий выровненных поверхностей, отражающих последовательный ряд этапов выравнивания. Однако мы до сих пор не убедились в том, что эти серии коррелируют от места к месту. Неясно также, в какой степени предпочтительнее считать их свидетельством циклического развития рельефа, а не просто следствием проявления различных этапов выравнивания.

Так, четвертичное время характеризуется неоднократным изменением климатических условий, которые сопровождались изменениями в уровне Мирового океана и почвенных вод, количестве выпадающих осадков, распространении ледниковых покровов, подвижности дюн и скоростях эрозии, что повлекло за собой усложнение многих геоморфологических ландшафтов. В последних может наблюдаться нечетко выраженная цикличность, обусловленная перечисленными процессами, однако она несоизмерима, в том числе и по времени, с масштабом цикличности, предусматриваемой концепцией У. Дэвиса. Некоторые из таких коротких «циклов» могут оказаться тем, что У. Дэвис называл «климатической случайностью».

Для того чтобы выявить циклы, о которых говорил У. Дэвис, необходимо рассмотреть более длинный временной интервал, включающий мезозой и третичное время. Так как в мезозое происходили определенные глобальные изменения уровня Мирового океана (см. гл. 15), то они должны были привести к неоднократным омоложениям речной сети и к развитию новых циклов эрозии. Формирование циклического рельефа определенного типа происходило и в течение третичного времени. Однако его облик осложнен синхронными тектоническими движениями и тем, что некоторые формы рельефа сформировались задолго до третичных изменений морфологии земной поверхности.

Существует пока немного данных, свидетельствующих о цикличности развития рельефа в дотретичный этап геолого-геоморфологической истории. Каменноугольно-пермское оледенение являлось уникальным по своим последствиям явлением в истории Грандваны, так же как и последовавшая за ее распадом меловая трансгрессия; поэтому представления относительно характера рельефа допермского времени во многом умозрительны.

Один из главных процессов, который должен давать толчок новому циклу эрозии, — это формирование новой береговой линии вследствие раскола и расхождения континентов. «Раскрытие» Атлантического океана в настоящее время документировано достаточно хорошо. Его зарождение началось в триасовое время с заложения рифтовой впадины. Затем последовало постепенное ее разрастание, прогрессирующее затопление морскими водами с формированием лагунных ландшафтов, образование соляных отложений, ограничивающих Атлантический

океан на ранних стадиях его развития и, в конце концов, становление единого океанического бассейна.

Раскол обрамления Австралии протекал с нарастающей интенсивностью и запечатлен в окружающих континент бассейнах осадконакопления. Синеклизы, расположенные на северо-западе Австралии залива Бонапарта и Каннинг, находились в течение 600 млн. лет на обращенном к океану краю континента, тогда как приокеанический прогиб Перт вплоть до мелового времени, т. е. до раскола Гондваны, находился в ее внутренней части. Тасманово море сформировалось у берегов Восточной Австралии 80 млн. лет назад, а приокеанический прогиб Юкла заложился в эоцене при разделении Антарктиды и Австралии.

Раскол суперконтинента действительно привел к формированию новых низменностей (например, Восточная), отделенных от воздымающегося Большого Водораздельного хребта крутым эрозионным уступом. Однако, так как раскол обрамления Австралии протекал не одновременно, мы не можем уверенно распознать различные поверхности выравнивания, связанные с той или иной стадией раскола. В целом его длительность, по-видимому, превышает продолжительность цикла эрозии, рассматриваемого У. Дэвисом.

Как уже отмечалось в гл. 10, процессы и результаты выветривания могут оказаться связанными с моделью циклического развития рельефа. Очевидно, что выветривание протекает постоянно, однако до распада Гондваны или Пангеи, вероятно, существовала единая практически идеально выровненная поверхность, подстилающаяся мощной толщей сапролита — выветрелой породы, залегающей *in situ*. После распада суперконтинента и формирования новых континентальных окраин были образованы новые поверхности выравнивания. В то время пока эрозия осваивала толщу древних кор выветривания, формирование новых поверхностей происходило легко и быстро. Образованная в результате главная поверхность, лишенная глубоко выветрелого материала, по существу представляет собой сниженное подобие древнего пенеппена. Процесс формирования последующих поверхностей планации шел с гораздо большим трудом из-за того, что они вырабатывались в твердых породах. Поэтому более молодые поверхности выравнивания имеют меньшие площади и более неровный рельеф по сравнению с древнейшими.

Принцип актуализма

Принцип актуализма, суть которого кратко состоит в том, что современность — это ключ к пониманию прошлого, представляет собой наиболее важный принцип, используемый для познания удаленных от нас во времени периодов геологической истории. Хотя данный принцип и является мощным инструментом познания, его возможности ограничены, так как абсолютно

ясно, что во всяком случае в некоторых отношениях прошлое и настоящее могут резко различаться. Например, более чем 250 млн. лет назад травяной покров в пределах открытых ландшафтов суши полностью отсутствовал; соответственно эрозия в это время, вероятно, протекала с гораздо большей скоростью, чем сейчас. К другим факторам рельефообразования, отличавшимся в прошлом от современных, относятся: положение палеоширот, расстояние до моря, климат, высота местности (что особенно характерно для многих районов), океанические течения и атмосферная циркуляция, растительный покров и почвообразующие процессы. К более серьезным различиям можно отнести иные, чем сейчас, длительность суток, величину силы тяжести и длину земного радиуса.

Действительно, повсюду, где рельеф характеризуется продолжительной историей развития, вероятно, можно показать, что окружающий мир был в прошлом другим. Несмотря на все сказанное, принцип актуализма остается нашим главным «проводником» в прошлое, хотя он становится малоэффективным, когда мы имеем дело с длительными промежутками времени.

В случае, если мы хотим использовать принцип актуализма, необходимо в какой-то мере абстрагироваться от специфических особенностей современной эпохи: в первую очередь от небольших частных особенностей, подобных изменениям уровня моря или растительного покрова, а затем, по возможности, и от более крупных, таких как изменения в характере атмосферы, ориентировка магнитного поля или величина гравитационной постоянной. Общее мнение таково: наилучшим решением является то, которое требует как можно меньших допущений, или то, в соответствии с которым они наиболее правдоподобны. Так как по вопросам выбора оптимального решения существуют разногласия, то естественно, что по многим фундаментальным положениям до сих пор у исследователей нет единого мнения. Поскольку некоторые исследователи убеждены, что именно их позиция объясняет действительность лучше, чем представления оппонентов, постольку дискуссии по ряду проблем принимают крайне ожесточенную и страстную форму. Подобная ситуация имеет, в частности, место в споре между приверженцами континентального дрейфа, с одной стороны, и расширяющейся Земли, — с другой. Следует подчеркнуть, что геологи, а особенно геоморфологи, должны учитывать, что представления о прошлом необходимо выдвигать на основании серьезных доказательств, а не путем сравнения современных и предполагаемых древних геоморфологических ландшафтов.

Эволюционная геоморфология

Теория динамического равновесия, климатическая геоморфология, полевые и стационарные исследования современных процессов морфогенеза, как было показано, имеют ограниченное

значение при изучении рельефа, возраст которого измеряется в сотнях миллионов лет. Если мы также отвергнем концепцию циклического развития и даже принцип актуализма, то что же тогда останется? Ответом на заданный вопрос служит эволюционная геоморфология. Под этим имеется в виду не циклическое развитие рельефа с прохождением стадий юности, зрелости и старости, а то, что рельеф земной поверхности как единое целое эволюционирует во времени. Предлагаемую концепцию, вероятно, особенно легко рассмотреть в отношении к теории развивающейся Земли, которая освещалась в некоторых современных геологических работах [464].

Все тектонические и геоморфологические системы далекого прошлого отличались значительной сложностью. Как полагает Х. Вайн-Эдвардс [476], протерозойская эра была временем преобладания пластических деформаций над хрупким дроблением горных пород, что не характерно для фанерозоя.

Правомерность гипотезы о происхождении докембрийских орогенных поясов, расположенных во внутриконтинентальных областях и разделяющих более древние кратоны, может быть проверена с помощью результатов палеомагнитного анализа [272]. Совокупность полученных данных определенно свидетельствует о невозможности объяснения формирования орогенных поясов с помощью столкновения удаленных прежде друг от друга кратонов. Действительно, палеомагнитные данные противоречат подобной плитотектонической модели. Так как докембрийские орогены в таком случае должны иметь иной механизм образования, то, по всей видимости, современный плитотектонический режим, если он действительно существует, должен был зародиться в интервале между поздним докембрием и мезозоем. Но даже, если брать максимально возможный период времени, и его будет недостаточно для всех предполагаемых в прошлом расколов и столкновений литосферных плит, то наблюдаемый ныне рельеф, ассоциирующийся с тектоникой плит, является достаточно молодым по сравнению с длительной историей эволюции поверхности Земли.

На ранних этапах развития Земля имела разреженную атмосферу, и морфология ее поверхности должна была сильно измениться после становления атмосферы, богатой кислородом. Кроме того, Земля ранее характеризовалась гораздо большим содержанием радиоактивных элементов — в особенности тех, которые отличались относительно коротким периодом полураспада. Это, по-видимому, обуславливало высокий тепловой поток, влиявший на характер тектонической и вулканической активности. В процессе развития Земли происходила эволюция океанических бассейнов, и количество осадков, выпадавших на поверхность суши, вероятно, в прошлом было совсем иным. Характер эволюции рельефа должен был сильно измениться в последовонское время, когда сформировался наземный растительный покров, изменивший функционирование геоморфологической

системы. Еще одним важным для формирования рельефа аспектом биологической эволюции явилось распространение в течение мелового периода травянистых растений.

Другие значительные изменения в геоморфологической системе могли произойти вследствие предполагаемого увеличения мощности коры и литосферы в целом под щитами. Как уже отмечалось, Д. Чопмэн и Х. Поллак [53] оценили мощность литосферы щитов более чем в 300 км, объясняя этим наблюдаемое замедление движения литосферных плит, в состав которых входят щиты. Если в дальнейшем мощность литосферы под щитами будет продолжать увеличиваться, то они станут оказывать еще большее тормозящее действие; последуют дальнейшее уменьшение скорости движения плит и, в конце концов, их остановка, что обусловит тем самым окончание плитотектонической фазы развития Земли.

В современную эпоху максимальная тектоническая активность, вероятно, проявляется на границах литосферных плит (в понимании тектоники плит). Сказанное относится как к Средиземноморско-Гималайскому поясу, так и в особенности к «активным» континентальным окраинам Тихого океана. Существуют определенные данные о том, что «тихоокеанский» тип активности был менее распространен в прошлом, а древние геосинклинали и складчатые пояса относились главным образом к средиземноморскому типу [483]. Поэтому можно предположить, что большинство геоморфологических особенностей обрамления Тихого океана, связанных с активными границами плит, скорее всего, также не были характерны для этапа, предшествовавшего эпохе плитотектонического режима, начавшейся в постюрское время.

С. Кэри [52] предложил существенно отклониться от соблюдения принципов актуализма при рассмотрении событий, происходивших в домезозойское время и указывающих, по его мнению, на расширение Земли, обусловившее формирование, начиная с юры, большей части океанических впадин. Период расширения, таким образом, грубо совпадает с периодом эволюции геоморфологических ландшафтов, и если такое расширение происходило, оно несомненно должно было оказать сильное и возрастающее влияние на развитие геоморфологических процессов. Даже исходя из менее дискуссионных концепций очевидно, что история Земли характеризовалась несколькими грандиозными перестройками в функционировании геоморфологических систем и что рельефообразующие процессы в настоящее время имеют иной характер, чем в архее, девоне или мелу.

Согласно наиболее популярной сейчас тектонической концепции дрейф континентов приводит время от времени к их столкновению и образованию в результате более крупных континентальных масс. Последние затем раскалываются вдоль новых тектонических трещин, приводя к образованию меньших по размерам континентов, снова дрейфующих в разные стороны.

На новообразованных континентальных окраинах могут формироваться островные дуги и геосинклинали. Впоследствии не исключен процесс так называемой кратонизации, при котором массы горных пород, сформировавшихся в геосинклинальных или островодужных условиях, причленяются к фрагментам древних континентов.

В некоторых гипотезах допускается, что сохранность материков в течение длительного времени определяется поддвиганием литосферных плит в краевых зонах континентов. Согласно другим по мере развития Земли и эволюции вещества мантии происходит увеличение мощности материков, следствием чего являются различные побочные геоморфологические эффекты, вызванные изостатическим поднятием крупных массивов суши. По всей вероятности, рассматривая длительный период времени, можно допустить, что современная эра является эрой континентального дрейфа, который начался примерно в юрское время. Некоторые зоны спрединга заложились и в более поздние периоды, а отдельные, такие как рифт Красного моря, только начинают формироваться.

По-видимому, следует принять существование в доюрское время Гондванского суперконтинента, к которому, кроме того, примыкала Лавразия — северная целостная ассоциация континентов. Рельеф суперконтинента, вероятно, должен был сильно отличаться от современного в связи с наличием обширных внутренних территорий, находившихся на значительном удалении от моря, большей протяженностью рек, большим объемом внутриконтинентальных отложений и в связи с совершенно иными климатическими условиями. Распад Гондваны, очевидно, оказал значительное влияние на рельеф каждого ее фрагмента: укоротился путь рек до моря, возобновилась эрозия и увеличилось расчленение новообразованных континентальных окраин; сформировались обусловленные распадом суперконтинента тектонические морфоструктуры такие, как поднятия краевых зон материков или островные дуги. Напротив, столкновение фрагментов континентов приводит, как можно наблюдать в Индии или на о-ве Новая Гвинея, к объединению в единое целое территорий с совершенно различной историей развития рельефа.

Каждый фрагмент Пангеи, по-видимому, обладал своей собственной индивидуальностью и отличной от других историей, характеризующейся множеством уникальных событий: формированием новых окраин континентов, изоляцией и поэтому своеобразной эволюцией растительного и животного мира, изменением широты и развитием новых климатических условий. Последние зависят от формы и размеров континента, от его широты и ориентации по отношению к путям движения воздушных масс, от местоположения унаследованных или новообразованных возвышенностей и от влияния вновь сформированных морских бассейнов.

Каждый фрагмент Пангеи и его история должны рассматриваться в течение длительного интервала времени, необходимого для протекания таких важнейших процессов, как континентальный дрейф, горообразование и биологическая эволюция. В свете сказанного некоторые из геоморфологических теорий и методических подходов — полевые и стационарные исследования, концепция динамического равновесия и даже теория циклического развития, вероятно, имеют ограниченное значение и ценность. Их альтернативой является эволюционная геоморфология, которая представляет собой часть учения о развитии Земли в целом.

* * *

Читатель может остаться неудовлетворенным этой книгой по ряду причин. Мы не дали в заключение серии ясных ответов, а, напротив, поставили ряд вопросов; мы не предложили исчерпывающей методики для будущих исследователей, а только наметили их перспективное генеральное направление. Многие из приведенных в книге доказательств неубедительны, и большинство из них преподносилось в неполной, тенденциозной и противоречивой форме. Нередко факты, приводимые в одной части книги, опровергались в других. Идеи и умозаключения, высказанные в форме предположения в одном месте, преподносились как твердо установленные в другом. Кроме того, некоторые особенности рельефа и тектонического строения в различных частях книги находили разное объяснение.

Но все это является следствием современного состояния геологии и геоморфологии. Факты, гипотезы и представления перепутаны до такой степени, что некоторые геологи сейчас рассматривают свои взгляды, как «геопозию»; но тем не менее, несмотря на подобное отношение к собственным взглядам, они часто враждебно настроены по отношению к «геопозии» других исследователей. Развитие тектоники и геоморфологии требует времени, и я только надеюсь, что несовершенство прочитанной книги подтолкнет геоморфологов к тому, чтобы посвятить себя интересному и поучительному изучению крупнейших черт рельефа Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams G. F.*, 1975. Planation Surfaces. Benchmark Papers in Geology, vol. 22, Dowden, Hutchins and Ross.
2. *Affeck J.*, 1970. Definition of regional structures by magnetics, in H. Johnson and B. L. Smith (eds.), 1970 op. cit. Ch. 1, pp. 3—11.
3. *Ahnert F.*, 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid. latitude drainage basins, *Am. J. Sci.*, 268, pp. 243—263.
4. *Ala M. A.*, 1974. Salt diapirism in southern Iran, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 58, pp. 1758—1770.
5. *Amstutz G. C. and Bernard A. J.*, 1973. Ores in Sediments, Springer—Verlag, Berlin.
6. *Anderson R. V. and Hobart M. A.*, 1976. The relation between heat flow, sediment thickness and age in the eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 81, pp. 2968—2989.
7. *Armstrong R. L.*, 1969. Control of sea level relative to the continents, *Nature*, Vol. 221, pp. 1042—1043.
8. *Ashley G. H.*, 1931. Our youthful scenery, *Bull. geol. Soc. Am.* 42, pp. 537—546.
9. *Atwater T.*, 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America, *Bull. geol. Soc. Am.*, 81, pp. 3513—3536.
10. *Aubouin J.*, 1965. Geosynclines, Elsevier, Amsterdam.
11. *Audley-Charles M. G., Curray J. R. and Evans G.*, 1977. Location of major deltas, *Geology*, 5, pp. 341—344.
12. *Axelrod D. I.*, 1962. Post-Pliocene uplift of the Sierra Nevada, California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 73, pp. 183—198.
13. *Badgley P. C.*, 1965. Structural and Tectonic Principles Harper and Row, New York.
14. *Bailey D. K.*, 1964. Crystal warping—a possible tectonic control of alkaline magmatism, *J. geophys. Res.*, 69, pp. 1103—1111.
15. *Bailey D. K.*, 1977. Lithosphere control of continental rift magmatism, *Jl geol. Soc. Lond.*, 133, pp. 103—106.
16. *Baker B. H. and Mitchell J. G.*, 1976. Volcanic stratigraphy and geochronology of the Kedong—Olorgesailie area and the evolution of the South Kenya rift valley, *Jl geol. Soc. Lond.*, 132, pp. 467—484.
17. *Baker B. H., Mohr P. A. and Williams L. A. J.*, 1972. Geology of the eastern rift system of Africa, *Geol. Soc. Am. Spec.*, p. 136.
18. *Bambord D. and Prodehl C.*, 1977. Explosion seismology and the continental crust-mantle boundary, *Jl geol. Soc. Lond.*, 134, pp. 139—151.
19. *Barazangi M. and Isacks B. L.*, 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology*, 4, pp. 686—692.
20. *Barker P. F. and Griffiths D. H.*, 1972. The evolution of the Scotia Ridge and Scotia Sea, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A 271, pp. 151—183.
21. *Barnett C. H.*, 1962. A suggested reconstruction of the land masses of the earth as a complete crust, *Nature*, 195, pp. 447—448.
22. *Beavis F. C.*, 1960. The Tawonga fault, northeast Victoria, *Proc. R. Soc. Vict.*, 72, pp. 95—100.

23. *Belousov V. V.*, 1971. On possible forms of relationship between magmatism and tectogenesis, *Jl geol. Soc. Lond.*, 127, pp. 57—68.
24. *Bender P. L. and Silverberg E. C.*, 1975. Present tectonic-plate motions from lunar ranging, *Tectonophysics*, 29, pp. 1—7.
25. *Berry M. J. and Knopoff L.*, 1967. Structure of the upper mantle under the western Mediterranean basin, *J. Geophys. Res.*, 72, pp. 3613—3626.
26. *Blake D. H. and Ollier C. D.*, 1970. Geomorphological evidence of Quaternary tectonics in southwestern Papua, *Rev. Geomorph. dynamique.*, 19, pp. 28—32.
27. *Blank H. R.*, 1978. Fossil laterite on bedrock in Brooklyn, New York, *Geology*, 6, pp. 21—24.
28. *Bloom A. L.*, 1978. *Geomorphology*, Prentice-Hall, New Jersey.
29. *Bond G.*, 1976. Evidence for continental subsidence in North America during the Late Cretaceous global submergence, *Geology*, 4, pp. 557—560.
30. *Bond G.*, 1978. Speculations on real sea-level changes and vertical motions of continents at selected times in the Cretaceous and Tertiary Periods, *Geology*, 6, pp. 247—250.
31. *Branch C. D.*, 1966. Volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites in the Georgetown Inlier, Queensland, *Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust.*, p. 76.
32. *Bretz J. H.*, 1962. Dynamic equilibrium and the Ozark landforms, *Am. J. Sci.*, 260, pp. 427—438.
33. *Brock B. B.*, 1951. The Vredefort Ring, *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 53, pp. 131—144.
34. *Brock B. B.*, 1972. *A Global Approach to Geology*, Balkema, Capetown.
35. *Broid C. E., De Aubertin F. and Ravenne C.*, 1976. Structure and History of the Solomon—New Ireland Region, pp. 37—49 in *Geodynamics of the South West Pacific*, Orstom (ed.).
36. *Brosske L.*, 1962. *Wachst die Erde mit Katastrophen?* Dusseldorf.
37. *Brown E. H.*, 1961. *The Relief and Drainage of Wales*, University of Wales Press, Cardiff.
38. *Brown L. D. and Oliver J. E.*, 1976. Vertical crustal movement from levelling data and their relation to geological structure in the eastern United States, *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 14, pp. 13—35.
39. *Büdel J.*, 1965. The relief types of the South Indian sheet-wash zone on the eastern Deccan slope, near Madras, *Colloquium Geographicum (Bonn)*, p. 8.
40. *Büdel J.*, 1977. *Klima-Geomorphologie*, Gebruder Borntraeger, Berlin.
41. *Bullard E., Everett J. E. and Smith A. G.*, 1965. The fit of the continents around the Atlantic, *Phil. Trans. R. Soc., A*, 258, pp. 41—51.
42. *Burchfield B. C. and Davis G. A.*, 1972. Structural framework and evolution of the southern part of the Cordille van ovogen, Western United States, *Am. J. Sci.*, 272, pp. 97—118.
43. *Burk C. A. and Drake C. L. (eds.)*, 1974. *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, Berlin.
44. *Burke K. and Dewey J. F.*, 1973. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks, *J. Geol.*, 81, pp. 406—433.
45. *Burke K., Dewey J. F. and Kidd W. S. F.*, 1976. Precambrian palaeomagnetic results compatible with contemporary operation of the Wilson cycle, *Tectonophysics*, 33, pp. 287—299.
46. *Butzer K-W.*, 1976. *Geomorphology from the Earth*, Harper Row, New York.
47. *Buwalda J. P.*, 1936. Shuterridges, characteristic physiographic features of active faults (abs), *Proc. geol. Soc. Am.*, 1936, 307.
48. *Carey S. W.*, 1954. The rheid concept in geotectonics, *J. geol. Soc. Aust.*, 1, pp. 67—117.

49. *Carey S. W.*, 1958. The tectonic approach to continental drift, Continental Drift: a symposium, University of Tasmania, Hobart.
50. *Carey S. W.*, 1963a. The asymmetry of the earth, *Aust. J. Sci.*, 25, 369—384, pp. 479—488.
51. *Carey S. W.* (ed.) 1963b. Syntaphral Tectonics and Diagenesis: a symposium. Geology Department, University of Tasmania, Hobart.
52. *Carey S. W.*, 1976. *The Expanding Earth*, Elsevier, Amsterdam.
53. *Chapman D. S. and Pollack H. N.*, 1977. Regional geotherms and lithospheric thickness. *Geology*, 5, pp. 65—268.
54. *Chappel B. W. and White A. J. R.*, 1974. Two contrasting granite types, *Pacific Geol.*, 8, pp. 173—174.
55. *Chappell J.*, 1974. Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes, *Bull. geol. Soc. Am.*, 85, pp. 555—570.
56. *Chevallier J. M. and Cailleux A.*, 1959. Essai de reconstitution géométrique des continents primitifs, *Z. Geomorph.*, 3, pp. 257—268.
57. *Chorley R. J.*, 1965. The application of quantitative methods to geomorphology, in R. J. Chorley and P. Haggett (eds) *Frontiers in Geographical Teaching*, Methuen, London, pp. 147—163.
58. *Chorley R. J. and Kennedy B. A.*, 1971. *Physical Geography: A Systems Approach*, Prentice Hall, London.
59. *Choukroune P. and Seguret M.*, 1973. Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity, in K. A. De Jong and R. Scholten (eds) 1973. *Gravity and Tectonics*, Wiley, New York, pp. 144—156.
60. *Christensen M. N.*, 1966. Late Cenozoic crustal movements in the Sierra Nevada of California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 77, pp. 163—182.
61. *Christofolletti A.*, 1974. The explanatory finality of geomorphology, *Recent Researches in Geology*, 2, pp. 1—5. Department of Geology, University of Delhi, Delhi.
62. *Climap Project Members.*, 1976. Surface of the ice-age earth, *Science*, 191, pp. 1131—1137.
63. *Cloos H.*, 1941. Bau und Tätigkeit von Tuffschloten: Untersuchungen an dem Schwabischen Vulkan, *Geol. Rundsch.*, 32, pp. 709—800.
64. *Coats R. R.*, 1962. Magma type and crustal structure in the Aleutian arc Crust of the Pacific Basin, *Geophys. Monogr.*, 6, pp. 92—109.
65. *Cobbing E. J.*, 1978. The Andean geosyncline in Peru, and its distinction from Alpine geosynclines, *Jl geol. Soc. Lond.*, 135, pp. 207—218.
66. *Cogne J.*, 1979. Principal stages in the creation and evolution of Armorian continental crust in the context of Western Europe, *Geol. Soc. Lond. Newsletter*, 8, pp. 13—14.
67. *Coleman R. G.*, 1971. Plate-tectonics emplacement of upper-mantle peridotites along continental edges. *J. geophys. Res.*, 76, pp. 1212—1222.
68. *Coleman R. G. and Irwin W. P.*, 1974. Ophiolites and ancient continental margins, in C. A. Burk and C. L. Drake (eds) 1974, op. cit., pp. 221—310.
69. *Compton R. B.*, 1962. *Manual of Field Geology*, Wiley, New York.
70. *Condie K. C.*, 1976. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, Pergamon Press, New York.
71. *Cook E. F.*, 1966. Paleovolcanology, *Earth Sci. Rev.*, 1, pp. 155—174.
72. *Cooper B. N.*, 1968. Profile of the folded Appalachians of West Virginia, *Univ. Missouri Rolla J.*
73. *Corbel J.*, 1959. Vitesse de l'érosion, *Zeit. f. Geomorph.*, 3, pp. 1—28.
74. *Cotton C. A.*, 1944. *Volcanoes as Landscape Forms*, Whitcombe and Tombs, Christchurch.
75. *Cox A., Dalrymple G. B. and Doell R. R.*, 1967. Reversals of the earth's magnetic field, *Scientific American*, 216, no. 2, pp. 44—54.

76. Cox D. P. and Cox H. R., 1974. *Geology — Principles and Concepts*, Freeman, San Francisco.
77. Cox K. G., 1972. The Karroo volcanic cycle, *Jl geol. Soc. Lond.*, 128, pp. 311—336.
78. Crawford A. R., 1969. India, Ceylon and Pakistan: new age data and comparisons, *Nature*, 223, pp. 380—382.
79. Crawford A. R., 1979. Gondwanaland and the Pakistan Region, in *Geodynamics of Pakistan*, A. Farah and K. A. De Jong (eds), Geological Survey of Pakistan. Quetta, pp. 3—100.
80. Creer K. M., 1965. An expanding earth? *Nature*, 205, pp. 539—544.
81. Crickmay C. H., 1933. The later stages of the cycle of erosion, *Geol. Mag.*, 70, pp. 337—347.
82. Crickmay H. C., 1972. Discovering a meaning in scenery, *Geol. Mag.*, 109, pp. 171—177.
83. Crittenden M. D., 1963. Effective viscosity of the earth derived from isostatic loading of Pleistocene Lake Bonneville, *J. geophys. Res.*, 68, pp. 5517—5530.
84. Crough S. T. and Thompson G. A., 1977. Upper mantle origin of Sierra Nevada uplift, *Geology*, 5, pp. 396—399.
85. Culling W. E. H., 1963. Soil creep and the development of hillside slopes, *J. Geol.*, 71, pp. 127—161.
86. Curray J. R. and Moore D. G., 1971. Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, pp. 563—572.
87. Curray J. R. and Moore D. G., 1974. Sedimentary and tectonic processes in the Bengal deep-sea fan and geosyncline, in C. A. Burk and C. L. Drake (eds) 1974, *op. cit.*, pp. 617—627.
88. Daly R. A., 1905. The accordance of summit levels among the Alpine mountains: the fact and its significance. *J. Geol.*, 13, pp. 105—125.
89. Davies H. L., 1978. Folded thrust fault and associated metamorphics in the Suckling—Dayman massif, Papua New Guinea, Geological Survey of PNG Report, 78/16.
90. Davis D. J., 1078. Klima-Geomorphologie by J. Büdel (Review), *Geogr. J.*, 144, pp. 324—325.
91. Davis G. H., 1975. Gravity-induced folding of a gneiss dome complex, Rincon Mountain, Arizona, *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, pp. 979—990.
92. Davis W. M., 1899. The geographical cycle. *Geogr. J.*, 14, pp. 481—504.
93. Dawson J. B., 1977. Sub-cratonic crust and upper mantle models based on Xenolith suites in kimberlite and nephelinitic diatremes, *J. geol. Soc. Lond.*, 134, pp. 173—184.
94. Decker R. W. and Einarsson, 1971. Rifting in Iceland. *Trans. Am. Geophysical Union*, 52, p. 352.
95. Deffeyes K. S., 1970. The axial valley: a steady-state feature of the terrain, in H. Johnson and B. L. Smith (eds), 1970, *op. cit.*, pp. 194—222.
96. Deiss C. A., 1943. Structure of central part of Sawtooth Range, Montana, *Bull. geol. Soc. Am.*, 54, pp. 1123—1167.
97. De Long K. A. and Scholten R. (eds) 1973. *Gravity and Tectonics*, Wiley, New York.
98. Denham D., Alexander I. G. and Worotnicki G., 1979. Stress field in the crust of southeast Australia, *Bur. Min. Res. Geol. Geophys. Rec.*, 1979/2, p. 25.
99. Denton G. H. and Armstrong R. L., 1969. Miocene-Pliocene glaciations in southern Alaska, *Am. J. Sci.*, 267, pp. 1121—1142.
100. De Rezende W. M., 1972. Post Paleozoic geotectonics of South America related to plate tectonics and continental drift, *Soc. Brasileira de Geologia, Anais, do XXVI. Congresso Brasileiro de Geologia*, pp. 209—210.

101. *De Swart A. M. and Trendall A. F.*, 1970. The physiographic development of Uganda, *Overseas Geol. And Mineral Res.*, 10, pp. 241—288.
102. *Dewey J. F. and Bird J. M.*, 1970. Mountain belts and the new global tectonics, *J. geophys. Res.*, 75, pp. 2625—2647.
103. *Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B. F. and Bonnin J.*, 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, pp. 313—380.
104. *Dickinson W. R.*, 1970. Second Penrose Conference: the new global tectonics, *Geotimes*, 15(4), pp. 18—22.
105. *Dickinson W. R. and Seely D. R.*, 1979. Structure and stratigraphy of forearc regions, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 63, pp. 2—31.
106. *Dietz R. S.*, 1961. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor, *Nature*, 190, pp. 854—857.
107. *Dietz R. S.*, 1963. Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building, *J. Geol.*, 71, pp. 314—333.
108. *Dietz R. S.*, 1966. Passive continents, spreading sea floors and collapsing continental rises, *Am. J. Sci.*, 264, pp. 177—193.
109. *Dietz R. S.*, 1972. Geosynclines, mountains and continent building, *Scientific American*, 226, pp. 30—33.
110. *Dietz R. S. and Holden J. C.*, 1970. The breakup of Pangaea, *Scientific American*, 223, no. 4, pp. 30—41.
111. *Dietz R. S. and Sproll W. P.*, 1966. Equal areas of Gondwana and Laurasia (ancient supercontinents), *Nature*, 212, pp. 1196—1198.
112. *Dingle R. V.*, 1977. The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin (SE Africa), *Jl geol. Soc. Lond.*, 134, pp. 293—310.
113. *Donovan D. T., Horton A. and Ivimey-Cook H. C.*, 1979. The transgression of the Lower Lias over the northern flank of the London Platform, *Jl geol. Soc. Lond.*, 136, pp. 165—173.
114. *Doornkamp J. C.*, 1970. The geomorphology of the Mbarara area, Sheet SA-36-1, *Geol. Surv. and Min. Dept. Uganda*, 1970.
115. *Dott R. H.*, 1978. Tectonics and sedimentation a century later, *Earth Sci. Rev.*, 14, pp. 1—34.
116. *Drake C. L.*, 1976. *Geodynamics: Progress and Prospects*, American Geophysical Union, Washington.
117. *Drake D. E.*, 1976. Suspended sediment transport and mud deposition on continental shelves, in *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, D. J. Stanky and D. J. P. Swift (eds), Wiley, New York, pp. 127—158.
118. *Drake E. T.*, 1976. Alfred Wegener's reconstruction of Pangea, *Geology*, 1, pp. 41—44.
119. *Duncan R. A. and McDougall I.*, 1976. Linear volcanism in French Polynesia. *J. Volcan. and Geotherm. Res.*, 1, pp. 198—227.
120. *Eardley A. J.*, 1962. *Structural Geology of North America*, 2nd. ed., Harper and Row, New York.
121. *Egyed L.*, 1956. The change of the Earth's dimensions determined from palaeogeographical data, *Geofisica Pura et Applicata*, 33, pp. 42—48. Milan, Italy (in English).
122. *Elliott D. and Johnson M. R. W.*, 1978. Discussion on structures found in thrust belts, *Jl geol. Soc. Lond.*, 135, pp. 259—260.
123. *Elston W. E.*, 1978. Rifting and volcanism in the New Mexico segment of the Basin and Range province, Southwestern USA, in *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*, E. R. Neumann and I. B. Ramberg (eds) Reidel Publ. Co., Dordrecht, pp. 79—86.
124. *Elston W. E.*, 1979. The Rio Grande Rift in context of regional post-40 m. y. volcanic and tectonic events, *American Geophysical Union Special Publ.* (in press).

125. *Elter P. and Trevisan L.*, 1973. Olistostromes in the tectonic evolution of the Northern Apennines, in *Gravity and Tectonics*, K. A., De Jong and R. Scholten (eds), Wiley, New York, pp. 175—188.
126. *Engelen G. B.*, 1963. Gravity tectonics in the northwestern Dolomites (N. Italy), *Geologica Ultraiectina*, no. 13, Rijksuniversiteit te Utrecht.
127. *England P. C. and Richardson S. W.*, 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments, *Jl geol. Soc. Lond.*, 134, pp. 201—213.
128. *Erickson J. M.*, 1969. Geological rate units, *Compass*, 47, pp. 5—9.
129. *Ernst W. G.*, 1973. Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps, *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, pp. 2053—2078.
130. *Ernst W. G.*, 1975. Subduction Zone Metamorphism. Benchmark Papers in Geology 19, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg.
131. *Eskola P. E.*, 1949. The problem of mantled gneiss domes, *Q. Jl. geol. Soc. Lond.*, 104, pp. 461—476.
132. *Evans R.*, 1978. Origin and significance of evaporities in basins around Atlantic Margin, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 62, pp. 233—234.
133. *Evamy D. D., Haremboure J., Kamerling P., Knaap W. A., Moly F. A. and Rowlands P. H.*, 1979. Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger Delta, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 62, pp. 1—39.
134. *Eyles R. J. and Ho R.*, 1970. Soil creep on a humid tropical slope, *J. trop. Geogr.*, 31, pp. 40—42.
135. *Fairbridge R. W. and Finkl C. W.*, 1978. Geomorphic analysis of the rifted cratonic margins of Western Australia, *Z. Geomorph.*, 22, pp. 369—389.
136. *Farhoudi G. and Karig D. E.*, 1977. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system, *Geology*, 5, pp. 664—668.
137. *Farrar E. and Noble D. C.*, 1976. Timing of Late Tertiary deformation in the Andes of Peru, *Bull. geol. Soc. Am.*, 87, pp. 1247—1250.
138. *Farrell W. E. and Clark J. A.*, 1976. On postglacial sea level, *Geophys. J.*, 46, pp. 647—667.
139. *Fergusson J.*, 1978. Kimberlites in southeastern Australia, *B. M. R. J. Aust. Geol. Geophys.*, 4, pp. 13—16.
140. *Findlay A. L.*, 1974. The structure of foothills south of the Kubor Range, Papua New Guinea, *Aust. Petrol. Exp. Assoc. J.*, 14, pp. 14—20.
141. *Finkl C. W. and Fairbridge R. W.*, 1979. Paleogeographic evolution of a rifted cratonic margin: S. W. Australia, *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeocool.*, 26, pp. 221—152.
142. *Finlayson D. M., Muirhead K. J., Webb J. P., Gibson G., Furumoto A. S., Cooke R. J. S. and Russell A. J.*, 1976. Seismic investigation of the Papuan Ultramafic Belt, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 44, pp. 45—60.
143. *Fischer A. G.*, 1969. Geological time-distance rates: the Bubnoff unit, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 80, pp. 549—552.
144. *Forney G. G.*, 1975. Permo-Triassic sea-level change, *J. Geol.*, 83, pp. 773—779.
145. *Fournier F.*, 1960. Climat et érosion: la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques, Presses Universitaires de France, Paris.
146. *Fuller R. E. and Waters A. C.*, 1929. The nature and origin of the horst and graben structure of southern Oregon, *J. Geol.*, 37, pp. 204—239.
147. *Fyfe W. S.*, 1970. Some thoughts on granitic magmas, in *Mechanisms of Igneous Intrusion*, G. Newall and N. Rast (eds), *Geol. J. Spec. Issue*, 2, pp. 201—216.
148. *Gansser A.*, 1973. Facts and theories on the Andes. *Jl geol. Soc. Lond.*, 129, pp. 93—131.

149. Gardner J. V., 1970. Submarine geology of the western Coral Sea, Bull. geol. Soc. Am., 81, pp. 2599—2614.
150. Garrels R. M. and Mackenzie F. T., 1971. Evolution of Sedimentary Rocks, Norton, New York.
151. Gass I. G., 1977. The evolution of the Pan African crystalline basement in NE Africa and Arabia, Jl geol. Soc. Lond., 134, pp. 129—138.
152. Gass I. G. and Masson-Smith D., 1963. The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif Cyprus, Phil. Trans. Roy. Soc. London. A, 255, pp. 417—467.
153. Gastil G., 1960. Distribution of mineral dates in time and space, A. J. Sci., 258, pp. 1—35.
154. Gautier A., 1965. Relative dating of peneplains and sediments in the Lake Albert Rift area, A. J. Sci., 263, pp. 537—547.
155. Gibert G. K., 1877. Report on the Geology of the Henry Mountains in US Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region (Powell).
156. Gilbert G. K., 1890. Lake Bonneville, US Geol. Survey Mon., 1.
157. Gilluly J., 1964. Atlantic sediments, erosion rates, and the evolution of the continental shelf: some speculations, Bull. geol. Soc. Am., 75, pp. 483—492.
158. Gilluly J., 1970. Crustal deformation in the western United States, in H. Johnson and L. B. Smith (eds), 1970, op. cit., pp. 47—73.
159. Gilluly J., 1973. Steady plate motion and episodic orogeny and magmatism, Bull. Geol. Soc. An., 84, pp. 499—514.
160. Gilluly J., Reed J. C. and Cady W. M., 1970. Sedimentary volumes and their significance. Bull. geol. Soc. Am., 81, pp. 353—376.
161. Glangeaud L., 1957. Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques, Rev. Géog. Phys. Géol. Dynam., 1, p. 214.
162. Goetze G., 1978. The mechanism of creep in olivine, Phil. Trans. R. Soc. Lond. ser A, 288, pp. 99—119.
163. Goodwin A. M., 1974. The most ancient continental margins, in C. A. Burk and C. L. Drake (eds), 1974 op cit., pp. 767—780.
164. Grabert H., 1971. Die Prae-Andine Drainage des Amazonas Stromsystems, Muenster Forsch. Geol. Palaeontol, 20, pp. 51—60.
165. Grasty R. L., 1967. Orogeny, a cause of world-wide regression of the seas, Nature, 216, pp. 779—780.
166. Green D. H. and Ringwood A. E., 1968. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite, Contr. Mineral and Petr., 18, pp. 105—162.
167. Green J. (in press). Encyclopedia of Volcanoes and Volcanology, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg.
168. Green J. and Short N. M., 1971. Volcanic Landforms and Surface Features, Springer-Verlag, Berlin.
169. Griggs D., 1939. A theory of mountain building, Am. J. Sci., 237, pp. 611—650.
170. Hack J. T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions, Am. J. Sci., 258, pp. 80—97.
171. Hager B. R., 1978. Oceanic plate motions driven by lithospheric thickening and subducted slabs, Nature, 276, pp. 156—158.
172. Haggitt P., Chorley R. J. and Stoddart D. R., 1965. Scale standards in geographical research: a new measure of areal magnitude, Nature, 205, pp. 844—847.
173. Haile N. S., McElhinney and McDougall I., 1977. Palaeomagnetic data and radiometric ages from the Cretaceous of West Kalimantan (Borneo), and their significance in interpreting regional structure, Jl geol. Soc. Lond., 133, pp. 133—144.

174. *Hallam A.*, 1963. Major epeirogenic and eustatic changes since the Cretaceous, and their possible relationship to crustal structure, *Am. J. Sci.*, 261, pp. 397—423.
175. *Haman P. J.*, 1975. A lineament analysis of the United States, West Can. Res. Publ. Geol. Relat. Sci., Ser. 4, no. 1, p. 27.
176. *Hamilton W.*, 1977. Subduction in the Indonesian region, in M. Talwani and W. C. Pitman (eds), 1977, op. cit., pp. 11—31.
177. *Harper C. T.*, 1973. Geochronology, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg.
178. *Harrison J. V. and Falcon N. L.*, 1934. Collapse structures, *Geol. Mag.*, 71, pp. 529—539.
179. *Harrison J. V. and Falcon N. L.*, 1936. Gravity collapse structures and mountain ranges, as exemplified in south-western Persia. *Q. Jl. geol. Soc. Lond.*, 92, pp. 91—102.
180. *Hatherton T.*, 1974. Active continental margins and island arcs, in C. A. Burk and C. L. Drake (eds), 1974, op. cit., pp. 93—103.
181. *Hays J. D. and Pitman W. C.*, 1973. Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences, *Nature*, 246, p. 18.
182. *Heezen B. C. and Drake C. L.*, 1963. Gravity tectonics, turbidity currents and geosynclinal accumulations in the continental margin of eastern North America, in *Syntaphral Tectonics and Diagenetis*, University of Tasmania, Hobart, D1—D10.
183. *Heezen B. C. and Wilson L.*, 1968. Submarine geomorphology, in *Encyclopedia of Geomorphology*. R. W. Fairbridge (ed.), Reinhold, New York, pp. 1079—1097.
184. *Heirtzler J. R.*, 1968. Seafloor spreading, *Scientific American*, 219, no. 6, pp. 60—70.
185. *Hess H. H.*, 1962. History of the ocean basins, in *Petrological Studies: A volume to honour A. F. Buddington*, A. E. J. Engel, H. L. James and B. G. Leonard (eds), *Geol. Soc. Am.*
186. *Hilgenberg O. C.*, 1933. *Vom wachsenden, Erdball*, Berlin.
187. *Hills E. S.*, 1953. *Outlines of Structural Geology*, Methuen, London.
188. *Hills E. S.*, 1956. A contribution to the morphotectonics of Australia. *J. geol. Soc. Aust.*, 3, pp. 1—15.
189. *Hills E. S.*, 1975. *The Physiography of Victoria*. Whitcombe and Tombs, Melbourne.
190. *Hine R., Williams I. S., Shappell B. and White A. J. R.*, 1978. Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith, *J. geol. Soc. Aust.*, 25, pp. 219—234.
191. *Hobbs B. E., Means W. D. and Williams P. F.*, 1976. *An Outline of Structural Geology*, Wiley, New York.
192. *Hodgson J. H.*, 1962. Movements of the earth's crust as indicated by earthquakes in S. K. Runcorn (ed). *Continental Drift*, Academic Press, New York.
193. *Holeman J. N.*, 1968. The sediment yield of major rivers of the world, *Water Resources Research*, 4, pp. 737—741.
194. *Hollingworth S. E.*, 1938. The recognition and correlation of high level erosion surfaces in Britain: a statistical study, *Q. Jl. geol. Soc. Lond.*, 94, pp. 55—84.
195. *Hollingworth S. E., Taylor J. H. and Kellaway G. A.*, 1944. Large-scale superficial structures in the Northampton Ironstone Field, *Q. Jl. geol. Soc. Lond.*, 100, pp. 1—44.
196. *Holmes A.*, 1965. *Principles of Physical Geology*, Nelson, London.
197. *Hoyle F. and Narlikar J. V.*, 1971. On the nature of mass, *Nature*, 233, pp. 41—44.

198. *Hsu K. J.*, 1972. When the Mediterranean dried up. *Scientific American*, 227, pp. 26—36.
199. *Hubbert M. K. and Rubey W. W.*, 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting, *Bull. geol. Soc. Am.*, 70, pp. 115—166.
200. *Hudleston P. J.*, 1977. Similar folds, recumbent folds and gravity tectonics in ice and rocks, *J. Geol.*, 85, pp. 113—122.
201. *Illies J. H.*, 1972. The Rhine graben rift system — Plate tectonics and transform faulting, *Geophys. Surveys*, 1, pp. 27—60.
202. *Inman D. L. and Nordstrom C. E.*, 1971. On the tectonic and morphologic classification of coasts, *J. Geol.*, 79, pp. 1—21.
203. *Irving E.*, 1964. *Palaeomagnetism*, Wiley, New York.
204. *Isaacson P. E.*, 1975. Evidence for a western extracontinental land source during the Devonian Period in the central Andes, *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, pp. 39—46.
205. *Isachsen Y. W.*, 1975. Possible evidence for contemporary doming of the Adirondack Mountains, New York, and suggested implications for regional tectonics and seismicity, *Tectonophysics*, 29, pp. 169—181.
206. *Isacks B. L. and Barazangi M.*, 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere, in M. Talwani and W. C. Pitman (eds), 1977, op. cit., pp. 94—114.
207. *Jeffreys H.*, 1931. On the mechanics of mountains, *Geol. Mag.*, 68, pp. 433—442.
208. *Johnson B. D., Powell C. McA and Veevers J. J.*, 1976. Spreading history of the eastern Indian Ocean and India's northward flight from Antarctica, *Bull. geol. Soc. Am.*, 87, pp. 1560—1566.
209. *Johnson D. W.*, 1905. The Tertiary history of the Tennessee River, *J. Geol.*, 13, pp. 194—231.
210. *Johnson D. W.*, 1919. *Shore Processes and Shoreline Development*, Wiley, New York.
211. *Johnson D. W.*, 1931. A theory of Appalachian geomorphic evolution. *J. Geol.*, 39, pp. 497—508.
212. *Johnson H. and Smith B. L.*, 1970. *The Magatectonics of Continents and Oceans*, Rutgers University Press, New Brunswick.
213. *Johnson M. R. W. and Stewart F. H.*, 1963. *The British Caledonides*, Oliver and Boyd, Edinburgh.
214. *Joly F.*, 1963. *Projet de legende pour une carte morphologique a petit échelle des regions arides et semi-arides du monde*, I. G. U. Commission on the Arid Zones.
215. *Jordan P.*, 1971. *The Expanding Earth*, Pergamon, Oxford.
216. *Joyce E. B.*, 1975. Quaternary volcanism and tectonics in southeastern Australia, in *Quaternary Studies*, R. P. Suggate and M. M. Cresswell (eds). Royal Society of New Zealand, Wellington, pp. 169—176.
217. *Judson S. and Ritter D. F.* 1964. Rates of regional denudation in the United States, *J. geophys. Res.*, 69, pp. 3395—3401.
218. *Kahle C. F. (ed.)*. 1974. *Plate tectonics — Assessments and reassessment*, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir*, p. 23.
219. *Kahle C. F. and Pawlowicz E. F.*, 1977. Penrose Conference Report: Geodynamics of continental interiors, *Geology* 5, pp. 431—432.
220. *Kahle H. G. and Werner D.*, 1975. Gravity and temperature anomalies in the wake of drifting continents, *Tectonophysics*, 29, pp. 487—504.
221. *Kaizuka S., Matsuda T., Nogami M. and Yonekura N.*, 1973. Quaternary tectonic and recent seismic crustal movements in the Arauco Peninsula and its environs, Central Chile, *Geogr. Repts. Tokyo Metropolitan University*, no. 8.
222. *Karapetian K. K.*, 1964. Some regularities in areal volcanism, *Bull. volcan.*, 27, pp. 381—383.

223. *Karig D. E.*, 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific, *J. geophys. Res.*, 76, pp. 2542—2561.
224. *Katsui Y.*, 1971. List of the World's Active Volcanoes, with Map. Spec. Issue of *Bull. Volc. Eruption*, p. 160.
225. *Katz H. R.*, 1971. Continental margin in Chile—is tectonic style compressional or extensional? *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 55, pp. 1753—1758.
226. *Kay M.*, 1947. Geosynclinal nomenclature and the craton, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 31, pp. 1286—1293.
227. *Kay M.*, 1951. North American geosynclines, *Geol. Soc., Am., Mem.* 48.
228. *Kennedy W. Q.*, 1946. The Great Glen Fault. *Q. Jl Geol. Soc. Lond.*, 102, pp. 41—76.
229. *Kennedy W. Q.*, 1962. Some theoretical factors in geomorphological analysis. *Geol. Mag.*, 99, pp. 304—312.
330. *Kennett J. P., Houtz R. E., Andrews P. B., Edwards A. R., Gostin V. A., Hajos M. A., Jenkins D. G., Margolis S. V., Owenshine A. T. and Perch-Nielson K.*, 1974. Development of the Circum—Antarctic current, *Science*, 186, pp. 14—47.
331. *Kent P. E.*, 1977. The Mesozoic development of aseismic continental margins, *Jl geol. Soc. Lond.*, 134, pp. 1—18.
232. *King B. C.*, 1949. The Napak area of southern Karamoja, Uganda, *Mem. geol. Surv. Uganda*, 5.
233. *King B. C.*, 1976. The Baikal Rift, *Jl geol. Soc. Lond.* 132, pp. 348—349.
234. *King B. C., Le Bas M. J. and Sutherland D. S.*, 1972. The history of the alkaline volcanoes and extrusive complexes of eastern Uganda and western Kenya, *Jl geol. Soc. Lond.*, 128, pp. 173—205.
235. *King L. C.*, 1953. Canons of landscape evolution, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 64, pp. 721—751.
236. *King L. C.*, 1962. The Morphology of the Earth, Oliver and Boyd, Edinburgh.
237. *King L. C.*, 1976. Planation remnants upon high lands, *Z. Geomorph.*, 20, pp. 133—148.
238. *King P. B.*, 1965. Tectonics of Quaternary time in middle North America, in *The Quaternary of the United States*, H. E. Wright and D. G. Frey (eds), pp. 831—870.
239. *King P. B.*, 1969. The tectonics of North America—a discussion to accompany the tectonic map of North America—Scale 1:5,000,000, *US Geol. Surv. Prof.*, p. 628.
240. *Kingma J. T.*, 1958. Possible origin of piercement structures, local unconformities, and secondary basins in the eastern geocyncline, New Zealand, *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1, pp. 269—274.
241. *Kirkby M. J.*, 1967. Measurement and theory of soil creep, *J. Geol.*, 75, pp. 359—378.
242. *Knopoff L.*, 1974. Geophysical constraints on geodynamic models—summary, in C. F. Kahle (ed). 1974 op. cit., pp. 409—410.
243. *Kobayashi K. and Isezaki N.*, 1976. Magnetic anomalies in the Sea of Japan and the Shikoku Basin: possible tectonic implications, in G. H. Sutton, M. H. Manghnani and R. Moberley (eds). 1976 op. cit., pp. 235—251.
244. *Korn H. and Martin H.*, 1959. Gravity tectonics in the Naukluff Mountains of South-West Africa, *Bull. geol. Soc. An.*, 70, pp. 1047—1078.
245. *Korsch R. J.*, 1977. A framework for the Palaeozoic geology of the southern part of the New England geosyncline, *J. geol. Soc. Aust.*, 25, pp. 339—355.
246. *Kossinna E.*, 1933. Die Erdoberfläche, in *Handbuch der Geophysik*, Vol. 2, B. Gutenberg (ed.), pp. 869—954.

247. *Krebs W.*, 1975. Formation of southwest Pacific island arc-trench and mountain systems: plate or global vertical tectonics, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 59, pp. 1639—1666.
248. *Krynine P. D.*, 1941 (abstract) *Bull. Geol. Soc. Am.* 52 (1) Differentiation of sediments during the life history of a landmass, p. 1915; (2) Paleogeographic and tectonic significance of sedimentary quartzites, pp. 1915—1916; (3) Paleogeographic and tectonic significance of graywackes, p. 1916; (4) Paleogeographic and tectonic significance of arkoses, pp. 1918—1919.
249. *Kulm L. D. and Fowler G. A.*, 1974. Oregon continental margin structure and stratigraphy; a test of the imbricate thrust model. pp. 261—263 in *Burk, C. A. and Drake, C. L.* (eds). *The geology of continental margins.* Springer-Verlag, Berlin.
250. *Kuno H.*, 1959. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas, *Bull. volcan.*, 20, pp. 37—76.
251. *Kuno H.*, 1966. Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs, *Bull. volcan.*, 29, pp. 195—222.
252. *La Breque J. L., Kent D. V. and Cande S. C.*, 1977. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time, *Geology*, 5, pp. 330—335.
253. *Langbein W. B. and Schumm S. A.*, 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation, *Trans. Am. geophys. Union*, 39, pp. 1076—1084.
254. *Larson R. L. and Hilde T. W. C.*, 1975. A revised time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic. *J. geophys. Res.*, 80, pp. 2586—2594.
255. *Laubscher H. P.*, 1971a. The large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications, *Am. J. Sci.*, 271, pp. 193—226.
256. *Laubscher H. P.*, 1971b. Das Alpen-dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys, *Geol. Rdsch.*, 60, pp. 813—833.
257. *Laubscher H.*, 1973. Jura Mountains, in *Gravity Tectonics*, K. A. De Jong and R. Scholten (eds). 1973 op. cit., pp. 217—227.
258. *Le Bas M. J.*, 1971. Per-alkaline volcanism, crustal swelling, and rifting, *Nature: Physical Science*, 230, pp. 85—87.
259. *Lee T. C.*, 1979. Erosion, uplift, exponential heat source distribution and transient heat flux, *J. geophys. Res.*, 84, pp. 585—590.
260. *Less G. M.*, 1952. Foreland folding, *Q. Jl. geol. Soc. Lond.*, 108, pp. 1—34.
261. *Lees G. M. and Falcon N. L.*, 1952. The geographical history of the Mesopotamian plains, *Geogr. J.*, 118, pp. 24—39.
262. *Leet L. D. and Judson S.*, 1971. *Physical Geology*, Prentice Hall, New Jersey.
263. *Le Masurier, W. E.*, 1972. Volcanic record of Antarctic glacial history: Implications with regard to Cenozoic sea levels, in *Polar Geomorphology*, R. J. Price and D. E. Sugden (eds), *Inst. Brit. Geographers Spec. Pub.*, no. 4, pp. 59—74.
264. *Lensen G.*, 1968. Analysis of progressive fault displacement during downcutting at the Branch River Terrace. South Islands, New Zealand, *Bull. geol. Soc. Am.*, 79, pp. 545—556.
265. *Leopold L. B. and Langbein W. B.*, 1962. The concept of entropy in landscape evolution, *US Geol. Surv. Prof. Paper 500-A*, p. 20.
266. *Lucchitta I.*, 1972. Early history of the Colorado River in the Basin and Range Province, *Bull. geol. Soc. Am.*, 83, pp. 1933—1948.
267. *Lilienthal Th. Ch.*, 1756. *Die Gute Sache der Göttlichen offenbarung.* Hartung, Könisberg.

268. *Luyendyk B. P. and Rennick W.*, 1977. Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian Ocean, *Bull. geol. Soc. Am.*, 88, pp. 1347—1356.

269. *McClay K. R.*, 1977. Pressure solution and Coble creep in rocks, a review, *Jl geol. Soc. Lond.*, 134, pp. 71—75.

270. *McConnell R. B.*, 1968. Planation surfaces in Guyana, *Geogr. J.*, 134, pp. 506—520.

271. *McElhinney M. W. and Brock A.*, 1975. A new palaeomagnetic result from East Africa and estimates of the Mesozoic palaeoradius, *Earth Plan. Sci. Rev. Let.*, 27, pp. 321—328.

272. *McElhinney M. W. and McWilliams M. O.*, 1977. Precambrian geodynamics — a palaeomagnetic view, *Tectonophysics*, 40, pp. 137—159.

273. *Macgregor A. M.*, 1951. Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia, *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 54, XXVII—XXXIV.

274. *Macintyre I. G., Burke R. B. and Stuckenrath R.*, 1977. Thickest recorded Holocene reef section, Isla Perez core hole, Alacran Reef, Mexico, *Geology*, 5, pp. 749—754.

275. *McKee E. D. and McKee E. H.*, 1972. Pliocene uplift of the Grand Canyon Region — time of drainage adjustment, *Bull. geol. Soc. Am.*, 83, pp. 1923—1932.

276. *McKee E. D., Wilson R. F., Breen W. J. and Breed C. S.*, 1967. Evolution of the Colorado River in Arizona, Museum of North Arizona, Flagstaff.

277. *McKerrow W. S.*, 1979. Ordovician and Silurian changes in sea level, *Jl geol. Soc. Lond.*, 136, pp. 137—145.

278. *McMillian N. J.*, 1973. Shelves of Labrador Sea and Baffin Bay, Canada, in *The future petroleum provinces of Canada — their geology and potential*, R. G. McCrossan (ed), Canadian Soc. Petrol. eGol., Mem. 1, pp. 473—517.

279. *Mammerickx J.*, 1978. Re-evaluation of some geophysical observations on the Caroline Basins, *Bull. geol. Soc. Am.*, 89, pp. 192—196.

280. *Manser W.*, 1973. Geological setting and geology of the islands, in *New Guinea Barrier Reefs*, W. Manser (ed.), Univ. Papua New Guinea, Geol. Dept. Occ. Paper No 1, Ch. 3.

281. *Marinatos S. N.*, 1960. Helice, a submerged town of classical Greece, *Archaeology*, 13, pp. 186—193.

282. *Marlow M. S., Scholl D. W. and Cooper A. K.*, 1977. St George Basin Bering Sea Shelf: A collapsed Mesozoic margin, in M. Talwani and W. C. Pitman (eds.), *op. cit.*, pp. 211—220.

283. *Martin H.*, 1975. Structural and palaeogeographical evidence for an Upper Palaeozoic sea between southern Africa and South America, in *Gondwana Geology*, K. S. W. Campbell (ed), ANU Press, Canberra, pp. 37—59.

284. *Mason B.*, 1966. *Principles of Geochemistry*, Wiley, New York.

285. *Maxwell J. C.*, 1970. The Mediterranean, ophiolites and continental drift, in H. Johnson and B. L. Smith (eds) 1970, *op. cit.*, pp. 167—193.

286. *Maxwell J. C.*, 1974. The new global tectonics — an assessment, in C. F. Kahle (ed) 1974, *op. cit.*, pp. 24—42.

287. *Meade B. K.*, 1975. Geodetic surveys for monitoring crustal movements in the United States, *Tectonophysics*, 29, pp. 103—112.

288. *Menard H. W.*, 1961. Some rates of regional erosion, *J. Geol.*, 69, pp. 154—161.

289. *Menard H. W.*, 1964. *Marine Geology of the Pacific*. McGraw-Hill, New York.

290. *Menard H. W.*, 1974. *Geology, Resources and Society*, Freeman, San Francisco.

291. *Meservey R.*, 1969. Topological inconsistency of continental drift on the present-sized earth, *Science*, 166, pp. 609—611.

292. *Meyerhoff A. A. and Meyerhoff H. A.*, 1972. The new global tectonics: major inconsistencies, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 56, pp. 269—336.

293. Meyerhoff H. A. and Olmsted E. W., 1963. The origins of Appalachian drainage, *Am. J. Sci.*, 332, pp. 21—41.
294. Miyashiro A., 1972. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics, *Am. J. Sci.*, 272, pp. 629—656.
295. Miyashiro A., 1973. Paired and unpaired metamorphic belts, *Tectonophysics*, 17, pp. 241—254.
296. Molnar P. and Burke K., 1977. Erik Norin Penrose Conference on Tibet, *Geology*, 5, pp. 461—463.
297. Molnar P. and Tapponnier P., 1978. Active tectonics of Tibet, *geophys. Res.*, 83, pp. 5361—5373.
298. Molnar P. and Wang-Ping, Chen. 1978. Evidence of large Cainozoic crustal shortening of Asia, *Nature*, 78, pp. 218—220.
299. Montadert L., Winnock E., Deltiel J. R. and Grau G., 1974. Continental margins of Galicia—Portugal and Bay of Biscay, in C. A. Burk and C. L. Drake (eds), 1974 op. cit., pp. 323—342.
300. Morisawa M., 1973. Plate tectonics and geomorphology, *Recent Researches in Geology*, Vol. 1, V. K. Verma (ed), Hindustan Publ. Co., Delhi.
301. Mortimer C., 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile, *Jl geol. Soc. Lond.*, 129, pp. 505—526.
302. Moseley F., 1972. A tectonic history of northwest England, *Jl geol. Soc. Lond.*, 128, pp. 561—598.
303. Mulcahy M. J., 1966. Penplains and pediments in Australia, *Aust. J. Sci.*, 28, pp. 290—291.
304. Myers J. S., 1975. Vertical crustal movement of the Andes in Peru, *Nature*, 254, pp. 672—674.
305. Nagumo S. and Kasahara J., 1976. Ocean bottom seismographic study of the western margin of the Pacific, in G. H. Sutton M. H. Manghnani and R. Moberly (eds), 1976 op. cit., pp. 155—167.
306. Newell G. and Rast N., 1970. Mechanisms of Igneous Intrusion, Gallery Press, Liverpool.
307. Ni J. and York J. E., 1978. Late Cenozoic tectonics of the Tibetan Plateau, *J. geophys. Res.*, 83, pp. 5377—5384.
308. Nikolaev N. I. and Schultz S. S., 1959. Printsipy in metody sostavleniya karty noveishei tektoniki SSR. *Otd. geol.-geogr. nauk ANSSR. Materialy 2nd Geomorf. soveshchaniya. Moscow*, p. 20.
309. Noble D. C. and McKee E. H., 1977. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: Comment, *Geology*, 5, pp. 576—578.
310. O'Driscoll E. S., 1977. The double helix in geotectonics (abstract), Carey Appreciation symposium, University of Tasmania, Hobart.
311. Okada H., 1974. Migration of ancient arc-trench systems, in *Ancient and Modern Geosynclinal Sedimentation*, R. H. Dott and R. H. Shaver (eds). *Soc. Econ. Pal. Mineral. Sp. Publ.*, 19, pp. 311—320.
312. Ollier C. D., 1959. A two-cycle theory of tropical pedology, *J. Soil Sci.*, 10, pp. 137—148.
313. Ollier C. D., 1960. The inselbergs of Uganda, *Z. Geomorph.*, 4, pp. 43—52.
314. Ollier C. D., 1967. Landscape description without stage names, *Aust. geogr. Studies*, 5, pp. 73—80.
315. Ollier C. D., 1969. *Volcanoes*, ANU Press, Canberra.
316. Ollier C. D., 1973. *Earth History in Maps and Diagrams*, Longman, Australia.
317. Ollier C. D., 1974. Phreatic eruptions and maars, in *Physical Volcanology*, L. Civetta, P. Casparini, G. Luongo and A. Rappala (eds), Elsevier, Amsterdam, pp. 289—311.

318. *Ollier C. D.*, 1977a. Applications of Weathering Studies, in Applied Geomorphology, J. R. Hails (ed), Elsevier, Amsterdam, pp. 9—50.
319. *Ollier C. D.*, 1977b. Terrain classification: methods, applications and principles, in Applied Geomorphology, J. R. Hails (ed), Elsevier, Amsterdam, pp. 277—316.
320. *Ollier C. D.*, 1977c. Early landform evolution, in Australia: a geography, D. Jeans (ed), pp. 85—98.
321. *Ollier C. D.*, 1978. Tectonics and geomorphology of the eastern highlands, in Landform Evolution in Australasia, J. L. Davies and M. A. J. Williams (eds), ANU Press, Canberra, pp. 5—47.
322. *Ollier C. D.*, 1980. Evolutionary geomorphology of Australia and Papua New Guinea, Trans. Inst. Brit. Geogr. (in press).
323. *Ollier C. D. and Brown M. J. F.*, 1971. Erosion of a young volcano in New Guinea, Z. Geomorph., 15, pp. 12—28.
324. *Ollier C. D. and Pain C. F.*, 1980. Actively rising gneiss domes in Papua New Guinea, J. geol. Soc. Aust. (in press).
325. *Orstom*, 1977. Geodynamics in South-West Pacific. International Symposium, Noumea, 1976. Editions Technip, 27 Rue Ginoux, 75737 Paris.
326. *Osmaston M. F.*, 1973. Limited lithosphere separation as a main cause of continental basins, continental growth and epeirogeny, in D. N. Tarling and S. K. Runcorn, (eds). 1973, op. cit., pp. 649—674.
327. *Osmaston M. E.*, 1977. Discussion, JI geol. Soc. Lond., 133, p. 360.
328. *Owen H. G.*, 1976. Continental displacement and expansion of the earth during the Mesozoic and Cenozoic, Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A. 281, pp. 223—291.
329. *Oxburgh E. R.* 1968. The geology of the Eastern Alps, The Geologists' Association.
330. *Oxburgh E. R.*, 1972. Flake tectonics and continental collision, Nature, 239, pp. 202—204.
331. *Oxburgh E. R. and Turcotte D. L.*, 1970. The thermal structure of island arcs, Bull. geol. Soc. Am., 81, pp. 1665—1688.
332. *Penck W.*, 1924. Morphological Analysis of Landforms. English translation by H. Czech and K. C. Boswell, London, 1953.
333. *Phillips W. E. A., Stillman C. J. and Murphy T.*, 1976. A Caledonian plate tectonic model. JI geol. Soc. Lond., 132, pp. 579—609.
334. *Pitcher W. S.*, 1970. Ghost stratigraphy in intrusive granites: a review, in N. Rast and G. Newell (eds), op. cit, pp. 123—140.
335. *Pitcher W. S. and Bussell M. A.*, 1977. Structural control of Batholithic emplacement in Peru: a review, JI geol. Soc. Lond., 133, pp. 249—256.
336. *Pitman W. C. and Hayes D. E.*, 1968. Sea-floor spreading in the Gulf of Alaska, J. geophys. Res., 73, pp. 6571—6580.
337. *Potter P. E.*, 1978. Significance and origin of big rivers, J. Geol., 86, pp. 13—33.
338. *Potter D. B. and McGill G. E.*, 1978. Valley anticlines of the Needles District, Canyonlands National Park, Utah, Bull. geol. Soc. Am., 89, pp. 952—960.
339. *Press F.*, 1973. The gravitational instability of the lithosphere, in De Jong and Scholten (eds) 1973 op. cit., pp. 7—16.
340. *Price R. A. and Mountjoy E. W.*, 1971. The Cordilleran foreland thrust and folded belt in the Southern Canadian Rockies (abst.) Geol. Soc. Amer. Abst. 3, pp. 404—405.
341. *Quennell A. M.*, 1959. Tectonics of the Dead Sea, Int. Geol. Congr., 20 (Mexico), pp. 385—405.
342. *Ramberg H.*, 1967. Gravity, Deformation and the Earth's Crust, Academic Press, London.

343. *Ramsay J.*, 1963. Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the north-west Caledonides, in *British Caledonides*, M. R. W. Johnson and F. H. Stewart (eds). Oliver and Boyd, Edinburgh, pp. 147—175.
344. *Ramsbottom W. H. C.*, 1979. Rates of transgression and regression in the Carboniferous of N. W. Europe, *Jl geol. Soc. Lond.*, 136, pp. 147—153.
345. *Rast N.*, 1970. The initiation, ascent and emplacement of magmas, in *N. Rast and G. Newell (eds)*, op. cit., pp. 339—362.
346. *Raymond C. F.*, 1978. Mechanics of glacier movement, in *Rockslides and Avalanches, 1 Natural Phenomena*, B. Voight (ed.), Elsevier, Amsterdam, pp. 793—833.
347. *Read H. H. and Watson J.*, 1966. *Beginning Geology*, Macmillan, London.
348. *Reeves C. V.*, 1978. A failed Gondwana spreading axis in southern Africa, *Nature*, 273, pp. 222—223.
349. *Rickard M. J.*, 1969. Relief of curvature on expansion—a possible mechanism for geosynclinal formation and orogenesis, *Tectonophysics*, 8, pp. 129—144.
350. *Ringwood A. E.*, 1974. The petrological evolution of island arc systems, *Jl geol. Soc. Lond.*, 130, pp. 183—204.
351. *Rittmann A.*, 1962. *Vocanoes and their Activity*, trans. E. A. Vincent, Wiley, New York.
352. *Roeder D.*, 1977. Philippine arc system—collision or flipped subduction zones? *Geology*, 5, pp. 203—206.
353. *Rubey W. W.*, 1951. Geological history of seawater: an attempt to state the problem, *Bull. geol., Soc. Am.*, 62, pp. 1111—1148.
354. *Rubke N. A.*, 1970. Continental Drift before 1900. *Nature*, 227, pp. 349—350.
355. *Rutten L. M. R.*, 1949. Frequency and periodicity of orogenic movements, *Bull. geol. Soc. Am.*, 60, pp. 1755—1770.
356. *Rutten M. G.*, 1969. *The Geology of Western Europe*, Elsevier, Amsterdam.
357. *Ruxton B. P. and McDougall I.*, 1967. Denudation rates in northeast Papua from potassium-argon dating of lavas, *Am. J. Sci.*, 265, pp. 545—561.
358. *Salisbury R. D.*, 1919. *Physiography*, Henry Holt and Co., New York.
359. *Sass J. H.*, 1971. The earth's heat and internal temperatures, in *Understanding the Earth*, I. G. Cass, P. J. Smith and R. C. L. Wilson (eds), Artmis Press, Sussex, pp. 81—90.
360. *Schaer J. P., Reimer G. M. and Wagner G. A.*, 1975. Actual and ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps: A comparison between precise levelling and fission-track apatite age, *Tectonophysics*, 29, pp. 293—300.
361. *Scheidegger A. E.*, 1967. A complete thermodynamic analogy for landscape evolution, *Bull. Int. Scientific Hydrology*, 12, pp. 57—62.
362. *Scheidegger A. E. and Langbein W. B.*, 1966. Probability concepts in geomorphology, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 500-C*, 14.
363. *Scholl D. W. and Marlow M. S.*, 1974. Global tectonics and the sediments of modern and ancient trenches: some different interpretations, in *C. F. Kahle (ed) 1974 op. cit.*, pp. 255—272.
364. *Scholl D. W., Marlow M. S. and Cooper A. K.*, 1977. Sediment subduction and offscraping at Pacific margins, in *M. Talwani and W. C. Pitman (eds)*, 1977 op. cit., pp. 199—210.
365. *Scholl D. W., Von Heune R. and Ridlon J. B.*, 1968. Spreading of the ocean floor: undeformed sediments in the Peru—Chile trench, *Science*, 159, pp. 869—871.
366. *Scholz C. H.*, 1977. Transform fault systems of California and New Zealand: similarities in their tectonic and seismic styles, *Jl geol. Soc. Lond.*, 133, pp. 215—229.

367. *Schubert C. and Henneberg H. G.*, 1975. Geological and geodetic investigations on the movement along the Bocono Fault, Venezuelan Andes, *Tectonophysics*, 29, pp. 199—207.
368. *Schumm S. A.*, 1963. The disparity between present rates of denudation and orogeny, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 454—H.
369. *Schumm S. A.*, 1977. *The Fluvial System*, Wiley, New York.
370. *Schumm S. A. and Lichty R. W.*, 1965. Time space and causality in geomorphology, *Am. J. Sci.*, 263, pp. 110—119.
371. *Seed H. B.*, 1968. Landslides during earthquakes due to soil liquefaction, *J. Soil Mech. Foundations Div., Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 94, pp. 1055—1123.
372. *Sellwood B. W. and Jenkyns H. C.*, 1975. Basins and swells and the evolution of an epeiric sea (Pliensbachian—Bajocian of Great Britain). *Jl Geol. Soc. Lond.*, 131, pp. 373—388.
373. *Shackleton*, discussion after Pitcher and Bussell, 1977.
374. *Shand S. J.*, 1938. *Earth Lore*, Dutton, New York.
375. *Shepard F. P.*, 1973. *Submarine Geology*, Harper and Row, New York.
376. *Sheppard S. M. F.*, 1977. The Cornubian batholith, SW England: D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of kaolinite and other alteration minerals, *Jl geol. Soc. Lond.*, 133, pp. 573—591.
377. *Shields O.*, 1977. A Gondwanaland reconstruction for the Indian Ocean, *J. Geol.*, 85, pp. 236—242.
378. *Shields O.*, 1979. Evidence for initial opening of the Pacific Ocean in the Jurassic, *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 26, pp. 181—220.
379. *Shirinian K. G.*, 1968. Endogenetic conditions of areal volcanism on the example of Armenia), *Bull. Volcan.*, 32, pp. 283—295.
380. *Sissons J. B.*, 1954. The erosion surfaces and drainage system of South-West Yorkshire, *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 29, pp. 305—342.
381. *Slaymaker O. and McPherson H. J.*, 1977. An overview of geomorphic processes in the Canadian Cordillera, *Z. Geomorph.*, 21, pp. 169—186.
382. *Sleep N. and Toksoz M. N.*, 1971. Evolution of marginal basins, *Nature*, 233, pp. 548—550.
383. *Smith A. G.*, 1976. Plate tectonics and orogeny — a review, *Tectonophysics*, 33, pp. 215—285.
384. *Smith P. J.*, 1978. Volcano spacing is related to crustal thickness, *Open Earth*, 1, pp. 36—37.
385. *Smith P. J.*, 1979. Mantle convection: shallow or deep? *Nature*, 278, pp. 305—306.
386. *Snider A.*, 1858. *La création et ses mystères dévoilées*. Frank & Dentu, Paris.
387. *Somcu V. I. and Kuznetsova, V. G.*, 1975. Results of geodetic and geophysical investigations of recent crustal movements in the Soviet part of the eastern Carpathians, *Tectonophysics*, 29, pp. 377—382.
388. *Sparks B. W.*, 1972. *Geomorphology*, 2nd edn, Longman, London.
389. *Spencer E. W.*, 1965. *Geology: A Survey of Earth Science*, Crowell, New York.
390. *Spjeldnaes N.*, 1973. Comment in D. N. Tarling and S. K. Runcorn (eds), 1973 op. cit., p. 864.
391. *Steiner J.*, 1977. An expanding Earth on the basis of sea-floor spreading and subduction rates, *Geology*, 5, pp. 313—318.
392. *Stephansson O.*, 1977. Granite diapirism in Archaean rocks, *Jl geol. Soc. Lond.*, 133, pp. 357—361.
393. *Stevens G. R.*, 1974. *Rugged Landscape: the Geology of Central New Zealand*, Reed, Wellington.

394. *Stewart I. C. F.*, 1976. Mantle plume separation and the expanding earth, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 46, pp. 849—880.
395. *Stille H.*, 1936. The present tectonic state of the earth, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 20, pp. 849—880.
396. *Stille H.*, 1955. Recent deformations of the earth's crust in the light of those of earlier epochs. In *Crust of the earth—a symposium*. A. Poldervaart (ed.), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 62, pp. 171—191.
397. *Stoddart D. R.*, 1969. World erosion and sedimentation, in *Water, Earth and Man*, R. J. Chorley (ed.), Methuen, London, pp. 43—64.
398. *Stoneley R.*, 1974. Evolution of the continental margins bounding a former southern Tethys, in C. A. Burk and C. L. Drake (eds). 1974 op. cit., pp. 889—903.
399. *Strakhov N. M.*, 1948. *Outlines of Historical Geology*, Moscow, USSR, Govt. Publ.
400. *Sullivan W.*, 1974. *Continents in Motion*, Macmillan, London.
401. *Sutton G. H., Manghnani M. H. and Moberly R.*, 1976. The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin, *American Geophysical Union Monograph*, 19, Washington.
402. *Suzuki T.*, 1968. Settlement of volcanic cones, *Bull. Volcan. Soc. Japan*, 13, pp. 95—108.
403. *Suzuki T.*, 1977. Volcano types and their global population percentages, *Bull. Volcan. Soc. Japan*, 22, pp. 27—40.
404. *Swann D. H.*, 1963. Classification of Genevievian and Chesterian (Late Mississippian) rocks of Illinois, Ill. *Geol. Surv. Rept. Inv.*, p. 216.
405. *Sweeting M. M.*, 1966. The weathering of limestones, in *Essays in Geomorphology*, G. H. Dury (ed), Heinemann, London.
406. *Talwani M. and Pitman W. C.* (eds). 1977. *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins*, American Geophysical Union, Washington.
407. *Tarling D. N. and Runcorn S. K.* (eds), 1973. *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, Academic Press, London.
408. *Tarney J. and Windley B. F.*, 1977. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust, *Jl. geol. Soc. Lond.*, 134, pp. 153—172.
409. *Taylor F. B.*, 1910. Bearing of the Tertiary Mountain Belt on the Origin of the Earth's Plan, *Bull. geol. Soc. Am.*, 21, pp. 179—226.
410. *Taylor R. L. S. and Smalley I. J.*, 1969. Why Britain tilts, *Science J.*, pp. 55—59.
411. *Taylor T. G.*, 1911. Physiography of eastern Australia, *Bull. Bur. Met. Aust.*, p. 8.
412. *Te Punga M. T.*, 1957. Live anticlines in western Wellington, *N. Z. J. Sci. Tech B.* 38, pp. 433—446.
413. *Termier H. and Termier G.*, 1952. *Histoire géologique de la biosphere*, Masson, Paris.
414. *Termier H. and Termier G.*, 1969. Global palaeogeography and earth expansions, in *Application of Modern Physics to Earth and Planetary Interiors*, K. Runcorn (ed.), Wiley, New York, pp. 87—101.
415. *Thomas W. A.*, 1977. Appalachian—Ouachita salients and recesses from re-entrants and promontories in the continental margin, *Am. J. Sci.*, 277, pp. 1233—1278.
416. *Thompson R.*, 1977. Stratigraphic consequences of palacomagnetic studies of Pleistocene and Recent sediments. *Jl. geol. Soc. Lond.*, 133, pp. 51—59.
417. *Thornbury W. D.*, 1969. *Principles of Geomorphology*. 2nd edn Wiley, New York.
418. *Toksöz M. N. and Bird P.*, 1977. Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus, M. Talwani and W. C. Pitman (eds). 1977 op. cit., pp. 379—393.

419. *Trümpy R.*, 1960. Palaeotectonic evolution of the central and western Alps. *Bull. geol. Soc. A.*, 71, pp. 843—908.
420. *Trusheim F.*, 1960. Mechanism of salt migration in northern Germany. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 44, pp. 1519—1540.
421. *Uffen R. J. and Jessop A. M.*, 1963. The stress relief hypothesis of magma formation. *Bull. volcan.*, 26, pp. 57—66.
422. *Uyeda S.*, 1977. Some basic problems in the trench-arc-back arc system, in M. Talwani and W. C. Pitman (eds) 1977 op. cit., pp. 1—14.
423. *Vail P. R., Mitchum R. M. and Thompson S.*, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*. C. E. Peyton (ed) Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem., p. 26.
424. *Vail P. R. and Todd R. G.*, 1977. Interpreting stratigraphy and eustatic cycles from seismic reflection patterns (abstract), in *Orthodoxy and Creativity at the Frontiers of Science*, University of Tasmania, Hobart.
425. *Valentin H.*, 1970. Principles and problems of a handbook on regional coastal geomorphology of the world. Paper read at the Symposium of the IGU Commission on Coastal Geomorphology, Moscow, p. 10.
426. *Valentine J. W. and Moores E. M.*, 1970. Plate tectonic regulation of faunal diversity and sea level: a model, *Nature*, 228, pp. 657—659.
427. *Van Bemmelen R. W.*, 1930. The volcano-tectonic origin of Lake Toba (North Sumatra), *Proc. Pacif. Sci Congr.*, 2, pp. 115—124.
428. *Van Bemmelen R. W.*, 1954. *Mountain Building*, Martinus Nijhoff, The Hague.
429. *Van Bemmelen R. W.*, 1972. *Geodynamic Models*, Elsevier, Amsterdam.
430. *Van Bemmelen, R. W.*, 1976. Plate tectonics and the undation model: a comparison, *Tectonophysics*, 32, pp. 145—182.
431. *Van de Graafe W. J. E., Crowe R. W. A., Bunting J. A. and Jackson M. J.*, 1977. Relict Early Cainozoic drainages in arid Western Australia, *Z. Geomorph.*, 21, pp. 379—400.
432. *Van Houten F. B.*, 1976. Late Variscan nonmarine deposits, north-western Africa: implications for pre-drift north Atlantic reconstructions, *Am. J. Sci.*, 276, pp. 671—693.
433. *Van Houten F. B. and Brown R. H.*, 1977. Latest Paleozoic—Early Mesozoic Paleogeography, Northwestern Africa, *J. Geol.*, 85, pp. 143—156.
434. *Veevers J. J.*, 1974. Western continental margin of Australia, in C. L. Burk and C. A. Drake (eds), 1974, op. cit., pp. 606—616.
435. *Veevers J. J. and Cotterill D.*, 1978. Western margin of Australia: Evolution of a rifted arch system. *Bull. geol. Soc. Am.*, 89, pp. 337—355.
436. *Vening Meinesz F. A.*, 1947. Shear patterns in the earth's crust, *Trans. Am. geophys. Union*, 28, pp. 1—61.
437. *Vine F. J. and Matthews D. H.*, 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges, *Nature*, 199, pp. 947—949.
438. *Vita-Finzi C.*, 1979. Rates of Holocene folding in the coastal Sagros near Bandar Abbas, Iran, *Nature*, 278, pp. 632—634.
439. *Voight B.* (ed.), 1976. *Mechanics of Thrust Faults and Décollement*, Benchmark Papers in Geology, p. 32, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg.
440. *Voight B.*, 1978. *Rockslides and Avalanches, 1 Natural Phenomena*, Elsevier, Amsterdam.
441. *Voight B. and Cady W. M.*, 1978. Transported rocks of the Taconide Zone, eastern North America, in B. Voight (ed.) 1976 op. cit., pp. 505—561.
442. *Von Engel O. D.*, 1942. *Geomorphology*, Macmillan, New York.
443. *Wager L. R.*, 1937. The Arun River drainage pattern and the rise of the Himalaya, *Geogr. J.*, 89, pp. 239—250.

444. *Walcott R. I.*, 1970a. An isostatic model for basement uplift, *Can. J. Earth. Sci.*, 7, pp. 931—937.
445. *Walcott R. I.*, 1970b. Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere, *J. geophys. Res.*, 75, pp. 3941—3954.
446. *Walcott R. I.*, 1972. Gravity, flexure and the growth of sedimentary basins at a continental edge, *Bull. geol. Soc. Am.*, 83, pp. 1843—1848.
447. *Walsh P. T., Boulter M. C., Ijtaba M. and Urbani D. M.*, 1972. The preservation of the Neogene Brassington Formation of the southern Peninsines and its bearing on the evolution of upland Britain, *Jl geol. Soc. Lond.*, 128, pp. 519—559.
448. *Wanless H. J., Tubb D. G. and Winer J.*, 1963. Mapping sedimentary environments of Pennsylvanian cycles, *Bull. geol. Soc. Am.*, 74, pp. 437—486.
449. *Watanabe T.*, 1977. Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific, in *M. Talwani and W. C. Pitman (eds) 1977 op. cit.* pp. 137—161.
450. *Waterschoot van der Gracht W. A. J.*, 1931. Permo-Carboniferous orogeny in the south-central United States, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 15, pp. 991—1057.
451. *Watts A. B. and Talwani M.*, 1975. Gravity effects of downgoing lithospheric slabs beneath island arcs, *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, pp. 1—4.
452. *Weeks L. G.*, 1948. Palaeogeography of South America, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69, pp. 249—282.
453. *Wegener A.*, 1929. *The Origin of Continents and Oceans*, trans. from 4th revd German edn, by *J. G. Skerl*, Methuen, London.
454. *Wellman H. W.*, 1955. New Zealand Quaternary tectonics, *Geol. Rdsch.*, 43, pp. 248—257.
455. *Wellman P. and McDougal, I.*, 1974. Cainozoic igneous activity in eastern Australia, *Tectonophysics*, 23, pp. 49—65.
456. *Wells J. W.*, 1963. Coral growth and geochronometry. *Nature*, 197, pp. 948—950.
457. *White S. H. and Knipe R. J.*, 1978. Transformation — and reaction — enhanced ductility in rocks, *Jl geol. Soc. Lond.*, 135, pp. 513—516.
458. *Whitford D. J., Compston W. and Nicholls I. A.*, 1977. Geochemistry of late Cenozoic lavas from eastern Indonesia: Role of subducted sediments in petrogenesis, *Geology*, 5, pp. 571—575.
459. *Williams G. E. and Goode A. D. T.*, 1978. Possible western outlet for an ancient Murray River in South Australia, *Search*, 9, pp. 443—447.
460. *Williams H. and McBirney A. R.*, 1964. Petrological and structural contrast of the Quaternary volcanoes of Guatemala, *Bull. volcan.*, 27, p. 61.
461. *Williams H. R. and Williams R. A.*, 1977. Kimberlites and plate-tectonics in West Africa, *Nature*, 270, pp. 507—508.
462. *Williams M. A. J.*, 1973. The efficacy of creep and slopewash in tropical and temperate Australia, *Aust. geogr., Stud.*, 11, pp. 62—78.
463. *Wilson L.*, 1973. Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation, *Am. J. Sci.*, 273, pp. 335—349.
464. *Windley B. F.*, 1977. *The Evolving Continents*, Wiley, New York.
465. *Winkler C. D., and Howard J. D.*, 1977. Correlation of tectonically deformed shorelines on the southern Atlantic coastal plain, *Geology*, 5, pp. 123—127.
466. *Wise D. U.*, 1963. An outrageous hypothesis for the tectonic pattern of the North American cordillera, *Bull. geol. Soc. Am.*, 74, pp. 357—362.
467. *Wise D. U.*, 1974. Continental margins, freeboard and volumes of continents and oceans through time, in *C. A. Burk and C. L. Drake (eds) 1974 op. cit.*, pp. 45—58.
468. *Woodward L. A.*, 1977. Rate of crustal extension across the Rio Grande Rift, *Geology*, 15, pp. 269—272.

469. Wooldridge S. W. and Linton D. L., 1955. Structure, Surface and Drainage in South-east England, 2nd edn. Philip, London.
470. Worzel J. L., 1976. Gravity investigations of the subduction zone, in G. H. Sutton M. H. Manghnani and R. Moberley (eds) 1976 op. cit., pp. 1—16.
471. Wright C. A., 1977. Distribution of Cainozoic Foraminiferida in the Scott Reef no. 1, Well, Western Australia, J. geol. Soc. Aust., 24, pp. 269—277.
472. Wright J. B., 1971. Volcanism and the earth's crust, in Understanding the Earth I. G. Gass P. J. Smith and J. B. Wilson (eds). Artemis Press, Sussex, pp. 301—313.
473. Wyllie P. J., 1974. Plate tectonics, sea floor spreading and continental drift: an introduction, in C. F. Kahle (ed.) 1974 op. cit., pp. 5—15.
474. Wyllie P. J., Huang W. L., Stern C. R. and Maaloe S. 1976. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences, Canadian J. Earth Sci., 13, pp. 1007—1019.
475. Wynne-Edwards H. R., 1976. Proterozoic ensialic orogenesis: the millipede model of ductile plate tectonics, Am. J. Sci., 276, pp. 927—953.
476. Wynne-Edwards H. R., 1977. Metallogenic implications of the millipede model—ductile ensialic orogenesis in the Proterozoic (abstract), Orthodoxy and Creativity at the Frontiers of Earth Science, University of Tasmania, Hobart.
477. Yoder H. S., 1952. Change of melting point of diopside with pressure, J. Geol., 60, pp. 364—374.
478. Young A., 1960. Soil movement by denudational processes on slopes, Nature, 188, pp. 120—122.
479. Young A., 1969. Present rate of land erosion, Nature, 224, pp. 851—852.
480. Young A., 1974. The rate of slope retreat, in Progress in Geomorphology, Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ., E. H. Brown and R. S. Waters (eds.) pp. 65—78.
481. Young R. A. and McKee E. H., 1978. Early and Middle Cenozoic drainage and erosion in west-central Arizona, Bull. geol., Soc. Am., 89, pp. 1745—1750.
482. Zaruba O. and Mencl V., 1969. Landslides and their Control, Elsevier, New York.
483. Ziegler W. L., 1977. Summing up on seismically active margins, JI geol. Soc. Lond., 134, pp. 84—86.

Введение	5
Некоторые определения	6
История рельефа и геологическое время	7
Таксономия форм рельефа	11
1. Дрейф континентов и спрединг океанического дна	17
Атлантический океан	19
Палеомагнетизм	20
Тихий океан	28
Другие океаны	32
2. Геосферы Земли	36
Землетрясения	36
Сила тяжести и изостазия	41
Тепловое поле Земли	47
3. Тектоника плит	53
Зоны спрединга	56
Зоны столкновения плит	57
Другие элементы плитотектоники	64
Плитотектоника и рельеф	65
Тектоника плит в прошлом	66
Механизм движения литосферных плит	72
Некоторые дискуссионные аспекты гипотезы тектоники плит	75
Тектоника плит и рудная минерализация	77
4. Рельеф, обусловленный препарировкой геологических структур и тектоническими движениями	79
Геометрия складок	79
Формы рельефа, обусловленные складчатостью	81
Геометрия разломов	84
Геоморфологическая выраженность разломов	87
Морфологическая выраженность сдвигов	95
Морфология пологих надвигов	98
Разломы, ограничивающие глубинные раздвиги	99
5. Кратоны, складчатые пояса, рифты и линеаменты	102
Щиты и кратоны	104
Складчатые пояса	106
Кратонизация	106
Столкновение континентов	109
Сводовые поднятия и континентальные впадины	109
Рифтовые впадины	112
Авлакогены	115
Распад континентов	117
Концепция ороклинов	121
Линеаменты	124
6. Граниты и метаморфизм	129
Важнейшие интрузивные породы	129
Гранитные интрузивы	130
Метаморфические горные породы и метаморфизм	134

7. Вулканы	144
Вулканы и магма	144
Главные вулканические формы рельефа	146
Базальтовые вулканы	148
Средние и кислые вулканиты	152
Другие типы вулканитов	154
Проседание и кальдера обрушения	156
Особенности глобального распределения вулканов	159
Особенности регионального распределения вулканов	162
Интрузивные основные породы	164
Флюидизация	169
8. От оползней до гравитационной тектоники	172
Оползни	172
Гравитационные структуры	175
Эрозионная тектоника северо-западной части Доломитовых Альп	178
Складчатость юрского типа	180
Альпийская складчатость и тектонические покровы	182
Латеральное сжатие или гравитационная тектоника	186
Исследование механизма	187
9. Пластическое течение льда и горных пород	191
Течение льда	191
Пластическое течение горных пород	195
Соляные купола и диапиры	197
Рейдность	201
10. Поверхности выравнивания	204
Поверхности многократного выравнивания	208
Признаки поверхностей выравнивания	211
Датирование поверхностей выравнивания	217
Выветривание и поверхности выравнивания	220
Поверхности выравнивания и тектоника	222
Общие выводы по поверхностям выравнивания	222
11. Связь речных долин и эрозионных систем с тектоническими структурами	224
Основные особенности эрозионных систем и речных долин	224
Структурный контроль эрозионной сети	225
Геоморфологическое развитие речных долин	229
Гигантские реки и их дельты	245
12. Геосинклинали	251
Геосинклиналильные осадки	253
Источник осадочного заполнения	257
Складчатость в геосинклиналях	258
Метаморфизм и интрузии	260
Современные аналоги геосинклиналей	261
Геосинклинали и горы	265
13. Островные дуги, глубоководные желоба и окраинные моря	268
Общая характеристика	268
Островные дуги с позиции тектоники плит	272
Проблемы интерпретации конкретных материалов по островным дугам	273
Вулканы	274
Другие гипотезы	291
14. Геоморфология и тектоника океанов	300
Подводная геоморфология	300
Коралловые рифы	304

Тектоника и классификация побережий	313
Тектонические аспекты рельефа дна океанов	318
Происхождение и баланс вод Мирового океана	320
15. Изменение уровня океана	326
Позднекайнозойские оледенения	326
Эвстазия в мезо-кайнозое	329
Тектонические причины трансгрессий и регрессий	331
Трансгрессивные отложения, эвстазия и тектоника	334
16. Скорости эрозии и тектонических движений	343
Скорость эрозии	343
Скорость тектонических поднятий и опусканий	349
Скорость поднятия гранитных интрузий и гнейсовых куполов	354
Скорость тектонических движений дна океана	355
Скорость горизонтальных тектонических движений	356
Скорость формирования рельефа	358
17. Концепция расширяющейся Земли	360
Доказательства расширяющейся Земли	360
Причины расширения Земли	372
Контрольные проверки	374
18. Теории образования гор и плато	375
Теории латерального (тангенциального) сжатия	377
Вертикальные движения и гравитационная тектоника	385
Горообразование во времени (эпохи горообразования)	392
Механизм образования плато	393
Заключение	394
19. Некоторые региональные примеры	396
Альпы	396
Гималаи	401
Большой Водораздельный хребет Австралии	405
Анды	407
Восточная часть Северной Америки	412
Аппалачи	412
Западная часть Северной Америки	414
20. Тектоника и теория геоморфологии	419
Значение геоморфологии для тектоники	420
Парадигмы геоморфологии	422
Концепция динамического равновесия	423
Список литературы	438

Клифф Оллиер
ТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ

Редактор издательства *Хуповка А. П.*
Переплет художника *Прасолова К. М.*
Художественный редактор *Юрковская Е. Л.*
График-иллюстратор *Царева А. Т.*
Технический редактор *Мурашова Л. А.*
Корректор *Передедникова А. А.*

ИБ № 5648

Сдано в набор 15.02.84. Подписано в печать 31.05.84. Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 29,0. Усл. кр.-отт. 29,0. Уч.-изд. л. 31,2. Тираж 2700 экз. Заказ № 77/9362-1. Цена 5 руб.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.

190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ГОТОВИТ К ПЕЧАТИ — НОВЫЕ КНИГИ

ОРЛЕНОК В. В. Физика и динамика внешних геосфер.— М.: Недра, 1985 — 15 л., ил.— 2 р. 30 к.

Отражен новый этап обобщения и синтеза научных данных о внутреннем строении и физических полях Земли. Показано, что основу тектоники внешних геосфер составляют неравномерные в пространстве и во времени проседания перисферы в освобождающуюся по мере дегазации и вулканизма зону астеносферы. Механизм вертикальной ундуляции обусловлен термогравитационной контракцией планеты, вызванной уменьшением ее объема и массы за счет диссипации летучих, уплотнения протовещества. Установлено, что в финале эволюции происходит усиление дегидратации, вулканизма и опусканий сегментов перисферы и общая океанизация Земли. Дан критический анализ геофизических полей, методик их получения и способов интерпретации.

Для геологов различных специальностей, геофизиков.

●

ПАТАЛАХА Е. И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя: (обоснование, методика, приложение).— М.: Недра, 1985 — 14 л., ил.— 70 к.

Дано геологическое обоснование метода тектонофациального анализа. Раскрыта характерная для земной коры складчатых областей фанерозоя вертикальная термодинамическая зональность, выделяются эпи-, мезо-, и катазона. Рассмотрены методика, техника и приложение тектонофациального анализа к условиям мезозоны. Дано определение тектонофаций, обоснована диагностическая десятибалльная шкала, построенная на корреляции структурно-парагенетического и кинематического начал, пригодная для реального структурного прогноза. Изложена методика и техника полевых и камеральных тектонофациальных исследований, обсуждены результаты тектонофациального анализа ряда палеозойских складчатых систем Казахстана.

Для геологов, изучающих тектонику, геодинамику и металлогению складчатых областей.

ПОПОВ В. И., ЗАПРОМЕТОВ В. Ю. Генетическое учение о геологических формациях.— М.: Недра, 1985 — 34 л., ил.— В пер.: 5 р. 50 к.

Рассматриваются фациально-петрогенетический и историко-геологический принципы выделения формаций. Освещаются фациальные законы образования и распространения формаций, приводится методика динамического палеофациального и палеоформационного картирования. Характеризуются магматические и пневмогидротермальные формации, показана связь с ними полезных ископаемых. Рассматриваются условия образования осадочных формаций, принципы и методика динамического фациального анализа, постседиментационные преобразования осадочных формаций, кратко охарактеризованы метаморфические формации. Описываются типы формационных рядов, отвечающие различным стадиям развития земной коры.

Для геологов различных специальностей, особенно для литологов.

СПИРИДОНОВ А. И. Геоморфологическое картографирование.— 2-е изд., перераб. и доп.— М.: Недра, 1985 — 14 л., ил.— 70 к. 3000 экз.

Рассматриваются методики построения геоморфологических карт и методика создания общих и прикладных карт, широко используемых при поисках полезных ископаемых, инженерно-геологических исследованиях, исследованиях для целей сельского хозяйства и т. д. Обзор карт общего содержания дополняется обзором частных геоморфологических карт. Применительно к картам всех типов освещается проблема их построения на основе единой легенды, излагаются принципы классификации рельефа для целей картографирования, принципы генерализации геоморфологических карт. Во 2-ом издании (1-е изд.— 1975) освещены вопросы построения геоморфологических карт в единой унифицированной легенде, построения геоморфологических карт дна Мирового океана, карт прикладного значения.

Для геологов, геоморфологов и других специалистов, занимающихся геоморфологическим картографированием.

УДИНЦЕВ Г. Б. Рельеф и строение дна океанов.— М.: Недра, 1985 — 20 л., ил., (1 цв. прил.).— В пер.: 3 р. 40 к.

Приведены современные сведения о рельефе дна и строении земной коры океанических областей Земли. Основное внимание обращено на структурную морфологию дна, на связь рельефа дна океана с его внутренним строением. Рассмотрены черты рельефа, созданные экзогенными процессами. Обосновываются представления о тектонической неоднородности дна океанов, о многообразии тектонических процессов, формирующих структурный рельеф. Оценивается применимость к современным данным о рельефе дна океанов различных тектонических концепций. Обращается внимание на тектоническую обстановку нахождения различных полезных ископаемых океанического дна. Приложена карта рельефа дна Мирового океана.

Для геологов, геоморфологов, геофизиков, океанологов и специалистов, изучающих геологию и тектонику океанов и континентов.

ЧУДИНОВ Ю. В. Геология активных океанических окраин и глобальная тектоника.— М.: Недра, 1985 — 18 л., ил.— В пер.: 2 р. 90 к.

Показывается ведущее значение в развитии активных окраинных областей процесса выдвигания океанического крыла сейсмофокальных зон в сторону океана (эдукции). Обсуждается интерпретация сейсмологических и гравиметрических данных с учетом этого процесса, а также рассматривается возникновение и развитие окраинных геосинклиналей и островных дуг. Приводятся конкретные материалы по геологическому строению Северо-Востока СССР и некоторых других областей.

Обращено внимание на металлогеническое значение эдукционного процесса и его роль в глобальном развитии Земли.

Для геологов, занимающихся вопросами региональной геологии, тектоники и металлогении.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов:
№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;
№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.*

Издательство «Недра»

4470

2

103